Petrographische Studien in den Kontaktzonen der Gneise und Kalkgesteine im Simplongebiete.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde,

der

hohen Philosophischen Fakultät II. Sektion der
K. B. Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von

Heinrich Arndt.

Tag der mündlichen Prüfung: 11. Juli 1913.

Sonderabdruck aus dem Jahresbericht der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Cultur. 1913.
Mit 8 Tafeln und 7 Abbildungen im Text.

Breslau 1914
Druck von Graß, Barth & Comp. (W. Friedrich) in Breslau

Petrographische Studien in den Kontaktzonen der Gneise und Kalkgesteine im Simplongebiete.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde,

der

hohen Philosophischen Fakultät II. Sektion der K. B. Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von

Heinrich Arndt.

ACAD. LUGB. BAT. BIBL.

Tag der mündlichen Prüfung: 11. Juli 1913.

Sonderabdruck aus dem Jahresbericht der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Cultur. 1913.
Mit 8 Tafeln und 7 Abbildungen im Text.

Breslau 1914
Druck von Graß, Barth & Comp. (W. Friedrich) in Breslau.

Inhalt.

Vorwort.

I. Die Kontaktzone am Nordhang des Pizzo Teggiolo im Val Cairasca.

II. Die Kontaktzone im Tal von Zwischenbergen.

III. Die Kontaktzone von „Im Stafel“ bei Eisten im Gantertal.

IV. Die Kontaktzonen im Val Antigorio und Val Formazza.

Val Antigorio:

a. Die Kontaktzone bei Baceno.

Val Formazza:

a. Der Dolomit bei Tuffwald.

b. Die angeblichen Gerölle vom Tosafall.

c. Die Gneisapophyse bei „Im Moos“.

V. Über die Entstehung und Bedeutung der Gneisapophysen und -einschlüsse in den Kalkgesteinen.

VI. Über die Enstehung der Kontaktmineralien.

Vorwort.

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit ging von Herrn Professor A. Rothpletz aus; zur Aufnahme im Felde wurden die Sommermonate der Jahre 1911 und 1912 benutzt. Der Zweck meiner Untersuchungen war, einen erneuten Versuch der Altersbestimmung der archäischen Gesteine des Simplonmassivs anzubahnen (vgl. Rothpletz, zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes: Mon. Ber. d. d. g. Ges. 1912, Nr. 4, pag. 218—225), nachdem schon mehrfach Stimmen laut geworden waren, die am archäischen Alter jener Gebiete zweifelten. Zu diesem Zwecke wurde eine Reihe Detailaufnahmen gemacht, die sich hauptsächlich auf Kontakt zwischen Gneis und Jura- oder Trias-Sedimenten erstreckten. In stratigraphischer Hinsicht habe ich mich im Verlaufe der Arbeit fast durchweg an die bisher übliche Auffassung jener Schichten gehalten. Der Aufnahme an Ort und Stelle folgte dann bei der weiteren Bearbeitung bei zweifelhaften oder makroskopisch schlecht bestimmbaren Stücken die Bestimmung durch das Mikroskop. Bei der großen Ausdehnung des Gebietes und der im Vergleich dazu knappen Arbeitszeit im Felde, die der schlechte Sommer 1912 noch wesentlich kürzte, war natürlich nur die Untersuchung einer gewissen Anzahl von Stellen möglich, die für diese Arbeit in Betracht kamen. Doch sind zweifellos noch sehr viele Punkte im Simplongebiete zu finden, die neues Material und neue Gesichtspunkte für die Beantwortung des Themas ergeben würden. In diesem Sinne kann ich daher die Arbeit nicht als abgeschlossen betrachten. Vielleicht regt sie aber dazu an, anschließend an die Altersfrage der archäischen Gesteine des Simplonmassivs auch die Tektonik dieses Gebietes von einer anderen Seite zu betrachten, als es bisher hauptsächlich geschehen ist.

I. Die Kontaktzone am Nordhang des Pizzo Teggiolo im Val Cairasca.

1907. C. Schmidt, Buxtorf, Preiswerk: Führer zu den Exkursionen der deutschen geologischen Gesellschaft 1907, pag. 45.

1907. C. Schmidt: über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen, pag. 506.

1908. C. Schmidt, Buxtorf, Preiswerk: Exkursionsberichte, Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft; Band 60, Heft 2, pag. 161.

1908. C. Schmidt und H. Preiswerk: geologische Karte der Simplongruppe (1:50000); im Text genannt: „geologische Simplonkarte".

1908. C. Schmidt und H. Preiswerk: Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe, pag. 18—19.

1910. G. Klemm: über die Tessinergneise; Monatsberichte der deutschen geologischen Gesellschaft 1910, pag. 722.

1911. G. Klemm: über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen; Monatsberichte der deutschen geologischen Gesellschaft, Heft 8/10, pag. 468.

1912. A. Rothpletz: zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes; Monatsberichte der deutschen geologischen Gesellschaft 1912, pag. 218.

1912. J. Koenigsberger: über Analogien zwischen der ersten Zone der Westalpen und benachbarten Massiven; Geologische Rundschau 1912, Heft 5/6, pag. 322—323.

1913. H. Preiswerk: die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel; Verhandlungen der naturforschenden Gesellschaft Basel.

Auf der geologischen Simplonkarte von C. Schmidt und H. Preiswerk finden sich Konglomerate im Lebendun- und Valgrande-Gneis, in den Serizit-Gneisen des Aar- und Gotthard-Massivs, in triadischen kristallinen, zum Teil dolomitischen Kalken und in jurassischen Kalkphylliten verzeichnet. Eine von diesen Konglomerat-Zonen ist durch den Besuch der deutschen geologischen Gesellschaft im August 1907 weiteren Kreisen bekannt geworden und hat auch in der Literatur schon mehrfach Erwähnung gefunden. Es ist dies die Konglomerat-Zone, die sich auf der Nordseite des Pizzo Teggiolo nach der Alpe Lavin zu erstreckt. Es finden sich dort Gerölle von Antigoriogneis in der darüberliegenden transgressiven Trias.

Die bis jetzt vorhandenen Literaturberichte sind in Kürze folgende:

In den Erläuterungen zur geologischen Simplonkarte heißt es von dieser Stelle:

> „Am Kontakt der jurassischen Kalkschiefer mit dem Gneise treten mit erstaunlicher Regelmäßigkeit auch in den kleinsten Mulden helle, kristalline, dolomitische Kalke (Marmor) auf, die der Trias zuzurechnen sind. Als transgredierende Schicht enthalten diese Kalke da und dort gerollte Stücke der Unterlage."

In seiner Arbeit „über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen" schreibt C. Schmidt bei der Besprechung der Abgrenzung des Mesozoikums gegen die altkristallinen Schiefer Folgendes:

> „Am klarsten ist die Grenze zwischen Mesozoikum und Altkristallin zu erkennen, wo mit dem Marmor basale Konglomerate sich verbinden. Wir finden solche Stellen namentlich über dem Antigoriogneis..... am Nordostabhang des Teggiolo....."

Bei den Exkursionen der deutschen geologischen Gesellschaft im August 1907 wurde auch von der Alpe Lavin aus die Konglomerat-Zone besucht. Der Exkursionsbericht darüber lautet:

> „Bei Lavin traf man von neuem auf dieselben Triasschichten, die hier steil aufgerichtet, die Antigoriogneisantiklinale umfassen. Ganz besondere Aufmerksamkeit wurde der wichtigen Erscheinung geschenkt, daß die Triasmarmore an ihrer Basis unmittelbar über dem Kontakt mit dem Antigoriogneis zahlreiche größere und kleinere gerundete, konglomeratartige Stücke von Antigoriogneis enthalten. Sie sind eingebettet in quarzreichen Marmor, aus dem sie, ausgewittert, deutlich sichtbar hervortreten. In gleicher geologischer Situation finden sich solche Konglomerate noch an mehreren Punkten des Simplongebietes. Sie liefern einen Beweis für das vortriadische Alter des Antigoriogneises."

In dem Führer zu den Exkursionen der deutschen geologischen Gesellschaft im Jahre 1907 wird von „Gneisgeröllen in Marmor" gesprochen.

J. Königsberger erwähnt bei Besprechung der Paralleltextur der Aplite auch die Gerölle von Lavin:

> „Die Trias am Piz Teggiolo zeigt eine schwache Paralleltextur, entsprechend der des umgebenden Antigoriogneises, und doch hatte dieser, wie seine Gerölle gerade in der Basis der Trias zeigen, schon früher eine Paralleltextur."

G. Klemm kommt in seiner Arbeit über die Tessinergneise auch auf die Gerölle von Lavin zu sprechen und schreibt von ihnen bei Behandlung der Altersfrage des in den „Tessiner-Gneis" übergehenden

„Antigoriogneises“, „daß die sogenannten »Gerölle von Antigoriogneis« aus dem Triasmarmor des Cairascatales bei Varzo eben keine »Gerölle«, sondern granitische Intrusionen sind.“

Derselbe Autor erwähnt in seiner späteren Arbeit über „die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen“ noch einmal die „Gerölle“ von Antigoriogneis auf der Alpe Lavin und stellt fest, daß „die Geröllführung des Triasmarmors nur scheinbar statt hat“. Des weiteren kommt er zu dem Resultat, „daß die Gerölle des Antigoriogneises gar keine Gerölle, sondern aplitische Adern sind, die deutlich im Zusammenhang mit einander stehen. Schlägt man ein solches »Gerölle« ab und untersucht es im Dünnschliff, so erkennt man, daß es zahlreiche, kreuz und quer verlaufende, in einer Marmorgrundmasse aufsetzende Aplitäderchen enthält, die, weil sie schwerer verwittern als der Marmor, als knollige Partien bei der Verwitterung des Gesteines heraustreten und so »Gerölle« vortäuschen. Das Vorkommen von der Alpe Lavin beweist also gerade das Gegenteil der Schmidt'schen Behauptung, nämlich das posttriadische Alter des »Antigorio- und des Tessiner-Gneises«.“

Zwei Meinungen hinsichtlich der Entstehung jener „Konglomerate“ oder „Gerölle“ stehen hier in schroffem Gegensatz, der an Schärfe noch gewinnt, wenn man die Schlußfolgerungen in Betracht zieht, die sich daraus ergeben; indem die eine, die die „Geröllnatur“ befürwortet, von einem prätriadischen Orthogneis ausgeht, während die andere, die die „Gerölle“ als aplitische Adern ansieht, einen posttriadischen Gneis annimmt. Diese viel umstrittene Zone ist daher für die Altersbestimmung des Antigoriogneises von größter Wichtigkeit. Die bei eingehender Untersuchung gemachten Beobachtungen seien im Folgenden mitgeteilt.

Lavin.

Von dem auf dem rechten Ufer der Cairasca führenden Saumweg zweigt ungefähr da, wo auf der geologischen Simplonkarte die Grenze zwischen Trias und Antigoriogneis angegeben ist, ein schmaler, von Ziegen ausgetretener Pfad ab, der auf dem Gneis-Trias-Kontakt der geologischen Karte über den Gehängeschutt steil nach oben führt. Daß er auf die „Geröllzone“ zustrebt, darauf deuten schon die vielen mit „Konglomeraten“ durchspickten Blöcke hin, die überall verstreut sowohl hier, wie auch auf den darunterliegenden Wiesen von Lavin liegen. Der Weg verliert sich nach oben zu im Gestrüpp kurz unter der Steilwand, an der die „Konglomerat-Zone“ aufgeschlossen ist. Der Kontakt zwischen Antigoriogneis und Marmor ist ziemlich scharf.

Der Gneis, der in weiterer Entfernung vom Kontakt einen ausgesprochenen Zweiglimmergneis darstellt, nimmt gegen den Kontakt zu ein

aplitisches Aussehen an. Der Muskovit tritt fast gänzlich zurück und der Biotitgehalt äußert sich nur noch in einzelnen Glimmerschüppchen.

Der Marmor am Kontakt ist hochkristallin, grobkörnig und von gelblicher Farbe. Er ist vollkommen mit quarzigem Material durchsetzt, wie sich aus dem Abfärben des Hammers beim Darüberstreichen leicht konstatieren läßt. Eine Bank von ca. 40—50 cm vom Kontakt aus gerechnet ist „geröllfrei". Die „Geröllzone" setzt erst über ihr ein. Auf der NO-Seite der Steilwand fand sich eine kleine Apophyse, die direkt vom Gneis in den Marmor hinübersetzte, jedoch schief eindrang, sodaß ihr Ende sich nicht feststellen ließ. Der sichtbare Teil der aplitischen Apophyse betrug ungefähr 25 cm. Dies aber war der einzige derartige, direkt vom Kontakt aus in den Marmor hinübersetzende Gang, den ich finden konnte.

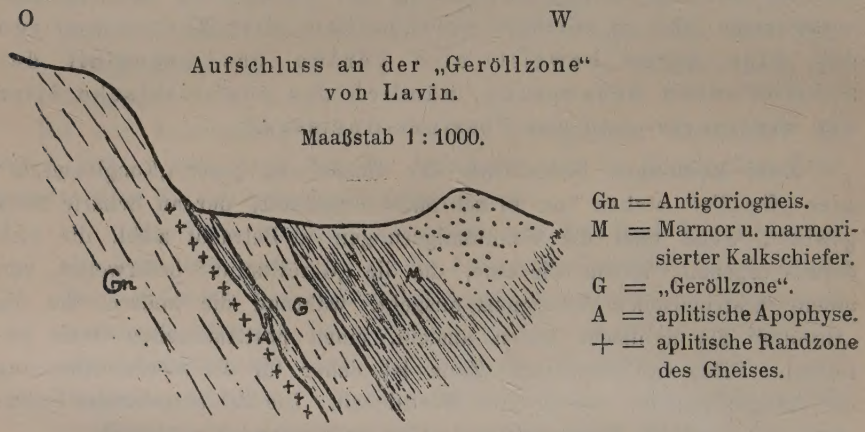


Fig. 1.

Die „Geröllzone" verläuft ohne scharfe Grenze über der Marmorbank. Die „Gerölle" selbst lassen sich schon makroskopisch als Aplit bestimmen, doch gelingt dies nur sehr leicht an den Stellen, wo sie herausgewittert sind. An Blöcken mit frischem Bruch können sie kaum von der Marmorgrundmasse unterschieden werden. Der Marmor ist in der „Geröllzone" stark durchsetzt mit feinerem aplitischen Material. Die „Gerölle" selbst haben gegen den Marmor keine scharfe Grenze, sind auch nicht gerollt oder haben Eindrücke, die durch gegenseitige Aneinanderpressung entstanden sein könnten. Sie liegen nicht aufeinander, sondern scheinen vielmehr in der Marmorgrundmasse zu schwimmen. Untereinander hängen sie oft perlschnurartig zusammen. Oft schießen aus ihnen apophysenähnliche, dornartige Gänge heraus, die, wenn sie an einem „Geröll" mehrfach auftreten, demselben ein gegabeltes Aussehen geben (siehe Tafel 1, g). Die elliptisch-linsenförmigen Gebilde, als welche sie im

Querbruch erscheinen, keilen sich zu dünnsten Äderchen aus, um in einiger Entfernung zu einer neuen Linse anzuschwellen. Auf solchen Bruchflächen wittern dann die Aplite butzenförmig aus dem weicheren Marmor heraus und erwecken den Anschein von „Geröllen". Schon oben am Kontakt läßt sich an einzelnen Stellen konstatieren, daß die „Gerölle" im Längsbruch nicht eine ähnliche Form besitzen wie im Querbruch, wie anzunehmen wäre, sondern daß sie dort als langgezogene, apophysenähnliche Gebilde verlaufen (Fig. 1, Taf. II).

Besser als am Kontakt selbst läßt sich das an einigen abgestürzten Blöcken unten auf einer Wiese der Alpe Lavin sehen; von vorn zeigt ein solcher Block das herausgewitterte „Geröll", das, von der Seite betrachtet, in einen fast 1 m langen, sich allmählich auskeilenden Dorn verläuft.

Fig. 2 (Taf. II) zeigt einen Marmorblock der Alpe Lavin, der von zwei Aplitgängen durchsetzt wird und mitten unter den anderen „Geröllblöcken" der vorher erwähnten Wiese liegt. Die „Geröllzone" hat eine schwankende Mächtigkeit, im Durchschnitt ca. 3 m. Der Marmor über der Zone ist immer noch etwas Quarz- und stark Muskovit-führend. Die lagenweis angeordneten Glimmerblättchen wittern aus und geben dem Marmor ein eigentümliches geschichtetes Gepräge. Noch weiter von der Zone weg wird der Marmor rein weiß und die Quarz- und Glimmer-Führung läßt sich makroskopisch nicht mehr nachweisen. Die sichtbare Länge der Zone mag ungefähr 100 m betragen. Nach beiden Seiten hin verschwindet sie im Gehängeschutt.

Vallé.

Steigt man von Lavin her im Bachbett des Rio Vallé aufwärts bis fast unter die Häuser von Vallé, so kommt man an zwei Moränenhügeln vorbei, hinter denen, auf der Teggiolo-Seite, die ziemlich steil einfallenden Kalkschieferbänke sich vom Schichtverbande losgerissen haben. Die herabgestürzten Blöcke liegen hier überall verstreut. Unter diesen Blöcken, die aus einem grünlich-blauen, stark glimmerhaltigen Kalkschiefer bestehen, fand sich einer von ca. 1 cbm Größe, in den ein Gneiskeil hineinsetzt, wie aus Fig. 1 (Taf. III) ersichtlich ist. Die Begrenzung zwischen Gneis und Kalkschiefer ist scharf. Der Gneiskeil besteht aus typischem geschichteten Zweiglimmergneis. Die Länge der aufgefundenen Apophyse beträgt ungefähr 60 cm. Trotz eifrigen Suchens konnte weder die Abrißstelle, noch ein zweiter ähnlicher Block gefunden werden. Daß er aber von dieser Stelle stammt, geht schon aus der vollkommenen Übereinstimmung mit dem anstehenden Gestein hervor; auch trägt er keine Spur an sich, als ob er schon einen weiteren Transport hinter sich habe.

Petrographischer Teil.

Lavin.

Die mikroskopische Untersuchung der fraglichen „Gerölle“ der Alpe Lavin lieferte folgendes Resultat:

Der Antigoriogneis, der bei Lavin mit den Sedimenten in Kontakt tritt, gehört zu dem quarzärmeren, glimmerreichen Typus (Typus 2), den C. Schmidt bei diesem Gneise unterscheidet. Am Kontakt selbst tritt, wie schon gesagt, fast reiner Aplit mit dem Marmor in Berührung.

Der Aplit besteht vorwiegend aus Quarz, Feldspat und Glimmer.

Der Quarz löscht stark undulös aus und ist fast stets mit den benachbarten Gesteinsbestandteilen innig verzahnt.

Von Alkalifeldspäten tritt Mikroklin am häufigsten im Gestein auf. Fast ebenso häufig lassen sich Plagioklase nachweisen. Mikropegmatitische Durchwachsung von Orthoklas und Quarz ist weit weit verbreitet.

Glimmer tritt fast gänzlich zurück. Biotit ist in einzelnen, meist stark korrodierten Fetzen noch vorhanden. Muskovit nur noch in Spuren.

Die Struktur des Gesteins ist granulitisch, an manchen Stellen mikropegmatitisch.

Als accessorische Gesteinsgemengteile treten hinzu: Apatit in rundlichen Körnchen, Titanit, Rutil, Pyrit, zum Teil stark verrostet, grüne Hornblende in vereinzelten Individuen.

Diese Gesteinszusammensetzung kennzeichnet die aplitische Randfacies des Antigoriogneises gegen die „Geröllzone“ hin.

Der Marmor ist ein ziemlich reiner, stark kristalliner Marmor, dessen Kalkspäte unter dem Mikroskop eine vollkommen unregelmäßige Ausbildung zeigen. In den der „Geröllzone“ und dem Gneiskontakt benachbarten Teilen ist er, wie schon bei der Beschreibung der Zone erwähnt, stark quarzreich. Im Dünnschliff zeigen sich in den einzelnen Kalkspatindividuen meist gerundete Quarzkörner eingelagert; doch ist auch Feldspat in solcher Lagerung zu treffen. Muskovit ist im Marmor in der „Geröllzone“ und in dem nach dem Gneiskontakt zu liegenden Teile nur in vereinzelten, teilweise mikrolithenähnlichen Fetzen vorhanden. In dem der „Geröllzone“ aufgelagerten Teile ist die Ausbildung der Muskovitblättchen eine vollkommene. Sie zeigen in der calcitischen Grundmasse eine lagenweise, parallele Anordnung und häufen sich oft zu geschichteten Paketen zusammen. Hierbei tritt dann sehr häufig Klinozoisit auf, der mit stark anomalen Interferenzfarben in vereinzelten Individuen den Glimmern zwischen gelagert ist. An manchen Stellen ist der Marmor stark Turmalin führend. Die Kristalle sind fast schon zu den Mikrolithen zu rechnen, lassen sich aber bei starker Vergrößerung deutlich als schön zonare grüne

Turmaline erkennen. Korrosionserscheinungen zwischen Quarz und Calcit sind vorhanden, doch im Vergleich zu den nachher zu beschreibenden Aplitadern aus der „Geröllzone“ hier nur minimal. Sagenitbildung läßt sich zuweilen feststellen.

Das die „Gerölle“ bildende aplitische Material stimmt in seiner petrographischen Zusammensetzung fast völlig mit dem Aplit der Randzone überein. Die granulitisch-mikropegmatitische Struktur hat sich auch hier erhalten. Die einzelnen Komponenten sind dieselben geblieben, lokal angereichert ist Muskovit und Pyrit. Der Aplit durchsetzt in Adern und feinsten Äderchen die calcitische Grundmasse, ohne irgend eine scharfe Grenze gegen diese. Calcit und Aplit greifen vielmehr beständig ineinander über; Bestandteile des einen finden sich verwoben mit denen des andern. Die Aplite sind oft intensiv mit calcitischem Material angereichert, das sich in Mikrolithen fast in jedem einzelnen Gesteinskorn findet. Diese resorptive Fähigkeit der Aplite ist derartig hochgradig, daß kaum ein einziger idiomorpher Bestandteil in ihnen zu beobachten ist. Ein siebartiges Aussehen ist für diese Partien typisch. Die im Marmor verstreut liegenden Quarze und Feldspäte können teils losgelöste Partikel der Aplitadern sein, teils Neubildungen. Parallelverwachsungen zwischen Quarz und Feldspat gehören nicht zu den Seltenheiten. Eine mechanische Deformation der Kalkspäte macht sich hier und da an den mitunter stark gestauchten Lamellen bemerkbar.

Diese Erscheinungen treten meistens in den randlichen Teilen der Aplite auf. Neubildungen von Calcitrhomboëdern in Quarz oder Feldspäten lassen sich hin und wieder finden. In der Mitte der Aplitgänge ist die Anreicherung mit Pyrit am stärksten. Der Pyrit scheidet sich dann hier oft in Kristallform aus. Am gewöhnlichsten sind Würfel und Kubo-Oktaëder. Zonare Rosthöfe treten bisweilen um die Pyrite herum auf.

Vallé.

Der Gneis des Gneiskeils von Vallé und der teilweise marmorisierte, mit ihm in Berührung stehende Kalkschiefer zeigen sich unter dem Mikroskop folgendermaßen zusammengesetzt:

Der Kalkschiefer besitzt eine typische Pflasterstruktur in den der Apophyse entfernter liegenden Teilen. Quarz in gerundeten Körnern findet sich überall in den Kalkspäten verstreut liegend. Diese Erscheinung nimmt umsomehr zu, je näher wir dem Gneise kommen. Der pflasterstrukturähnliche Habitus macht einem unregelmäßigen Gefüge der Kalkspäte Platz. Stauchungserscheinungen der Lamellen, sowie anomale Interferenzfarben treten hier in den Vordergrund. Die Stauchungserscheinungen treten oft so stark auf, daß die Lamellierungen geknickt, manchmal abgerissen und verworfen sind. Von sonstigen Mineralien sind in diesen randlichen Zonen

außer den schon oben erwähnten überall eingelagerten Quarzen noch zu erwähnen:

Turmalin, in vereinzelten Nestern und von schmutzig grüner Farbe.

Tremolit, weit verbreitet, in nadelig-strahligen Büscheln.

Ferner Zoisit, Biotit und Muskovit, stark korrodiert, Apatit in rundlichen Körnchen, Zirkon (?), wenig Pyrit, Skapolith.

Eine scharfe Grenze des Kalkschiefers gegen den Gneis, wie sie sich anscheinend makroskopisch zeigt, läßt sich im Dünnschliff nicht feststellen.

Der Gneiskeil zeigt sich in der Hauptsache zusammengesetzt aus Quarz, Feldspat und Glimmer.

Quarz: meist stark undulös auslöschend und weit verbreitet.

Feldspat: von Alkalifeldspäten Mikroklin, daneben ebenso häufig Plagioklase.

Glimmer: Biotit und Muskovit reichlich auftretend.

In den dem Kalk benachbarten Teilen macht sich durch das ganze Gestein hindurch eine starke Anomalität der einzelnen Bestandteile bemerkbar, die jedoch in den zentral gelegenen Teilen der Apophyse abnimmt und einer rein granitisch-mikropegmatitischen Struktur Platz macht.

Die Anordnung der Gesteinskomponenten in den randlichen Teilen des Keils ist vollkommen strukturlos und weist auf eine weitgehende Zertrümmerung und Ineinanderpressung hin. In den zentralsten Teilen macht sich eine parallelstruierte Anordnung bemerkbar, jedoch unter Wahrung der granulitischen Struktur. Hier tritt auch wieder eine Anreicherung von Pyrit auf, der sich oft in ausgesprochenen Kristallformen nachweisen läßt.

Die petrographische Beschaffenheit der Apophyse erweist sie als Gneis.

Folgerungen.

Lavin.

Die sich aus den Beobachtungen an der „Geröllzone" von Lavin ergebenden Folgerungen sind:

Der Antigoriogneis wird gegen die „Geröllzone" hin aplitisch und entsendet eine Apophyse in den Marmor. Die Apophyse ist demnach jünger als die zunächst aufgelagerten Sedimente.

Die als „Gerölle" oder „Konglomerate" angesprochenen Bildungen haben sich als Aplit erwiesen.

Gegen die Geröllnatur spricht:

Jegliches Fehlen gerundeter oder gerollter Stücke.

Das Fehlen einer scharfen Abgrenzung des Aplites gegen den Marmor.

Die Formen der Aplitlinsen, die selbst durch mechanische Veränderungen nicht aus gewöhnlichen Geröllen geschaffen worden sein können (z. B. jene erwähnten gegabelten Linsen).

Die Lagerung der Aplite in Marmor; denn bei echten Geröllen wäre eine direkte Aufeinanderlagerung, zum Teil Zusammenbackung und Verkittung mit feinerem Material vorauszusetzen.

Für die intrusive Natur dieser Bildungen spricht:

Die in unmittelbarer Nähe am Kontakt befindliche Aplitapophyse.

Die vollkommen verschwommene Grenze der Aplitlinsen gegen den Marmor.

Das resorbierte Kalkmaterial im Aplit und die Quarz- und Feldspatanreicherung im Marmor.

Die linsenförmigen, langgezogenen Aplitgänge, die oft untereinander im Zusammenhang stehen' durch schmale aplitische Verbindungsglieder.

Die im Dünnschliff sichtbaren kreuz und quer verlaufenden Aplitäderchen.

Jegliches Fehlen typischer gerollter Stücke.

Der Gneiskeil von Vallé.

Er stellt das abgerissene Ende einer Apophyse des Antigoriogneises in den Kalkschiefer dar. Der Gneis hat den Kalkschiefer teilweise marmorisiert und es ist zur Ausbildung typischer Kontaktmineralien gekommen.

Typischer Antigoriogneis ist als Geröll bis jetzt nicht nachgewiesen worden. Es scheinen daher diese Zonen nur bei aplitischer Randfacies des Gneismassivs aufzusetzen, die, wie schon gezeigt, Apophysen in das Nebengestein entsendet. Ein solcher aplitischer Nachschub erfüllt infolge seiner Leichtflüssigkeit bis in die feinsten Spalten hinein das Gestein mit aplitischem Material, während die größeren Spalten zwischen den Schichtflächen lagerartig von ihm ausgefüllt werden. Nachträgliche tektonische Veränderungen ergeben dann diese pseudogeröllartigen Gebilde, die, da sie meist im Querschnitt angeschnitteu sind, leicht Gerölle vortäuschen. (Näheres darüber im Abschnitt V).

Die Behauptung, daß die „Gerölle“ durch Transgression der Trias über den Antigoriogneis entstanden seien, ist damit hinfällig geworden.

Daß die Marmorisierung der Sedimente am Kontakt großenteils durch das eruptive Magma hervorgerufen ist, ist zweifellos; dafür spricht schon das Auftreten einer Reihe kontaktmetamorpher Mineralien. Inwieweit auch Dynamometamorphose dazu beigetragen hat, bedarf weiterer Untersuchung.

II. Die Kontaktzone im Tal von Zwischenbergen.

1907. C. Schmidt, Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen.
1908. C. Schmidt und H. Preiswerk, Geologische Karte der Simplongruppe (1 : 50000) (im Text: „Geolog. Simplonkarte").
1908. C. Schmidt und H. Preiswerk, Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe, pag. 18.

Zwischenbergen.

Das Zwischenbergental oder Val Varia beginnt bei Gondo an der Simplonstraße, kurz vor der italienischen Grenze, und erstreckt sich in SSW-Richtung, bis es an den Gletschern des Portjengrades und des Weißmies (Bergen des Saas-Fee-Gebietes) seinen Abschluß findet.

Die geologische Simplonkarte zeigt den Aufbau des Tales bis kurz hinter die Häuser von Zwischenbergen. Bis Zwischenbergen bildet Antigoriogneis den Hauptbestandteil des anstehenden Gebirges. Nur zwischen Belleg und Serra wird er von jenem schmalen Bande des Lebendun-Gneises unterbrochen, das sich, vom schwarzen Balmen kommend, über Gabi im Süden des Antigoriogneismassives hindurchzieht. Die geologische Karte bezeichnet in der Sedimentzone zwischen Antigoriogneis und Lebendun-Gneis, die aus Marmoren und jurassischen Kalkschiefern besteht, bei Belleg eine kurze „Geröllzone". Die geologische Untersuchung erstreckte sich auf das Gebiet zwischen Serra und Belleg, wo die schönsten natürlichen Aufschlüsse gegeben waren.

Die „Geröllzone" von Belleg ist sehr leicht auffindbar und liegt fast direkt am Wege. Kommt man von Gondo herauf, so passiert man zuerst Stalden mit seinen verlassenen Minengebäuden, gelangt dann zu einer Holzsäge und schließlich zum Schulhaus des Tales, das rechts am Wege liegt. Von dort sind nur noch wenige Minuten bis zu jener Zone. Sie ist ca. 20 m über dem Wege recht gut aufgeschlossen und fast gänzlich begehbar. Ihre Mächtigkeit beträgt im Maximum 4 m. Die rein äußerliche Ähnlichkeit mit den Pseudokonglomeraten von der Alpe Lavin ist auffallend, nur sind die angeblichen Gerölle hier nicht in der Größe ausgebildet, wie dort. Ihre geologische Lagerung ist fast die gleiche, wie die auf Lavin. Der glimmerreiche Antigoriogneis (Typus 2) besitzt gegen den Marmor hin eine schmale aplitische Randzone, die, soweit die „Geröllzone" aufgeschlossen ist, zwei Apophysen in ihn entsendet. Am Kontakt machen sich mehrfach im Gneis große Quarzknauer bemerkbar, die mit ihm in Verbindung stehen. Quarzadern setzen deutlich sichtbar, besonders auf Kluftflächen, in den Marmor hinüber. Die Breite dieser Adern beträgt in den meisten Fällen nicht mehr als 1 cm. Die Kontaktlinie zwischen Gneis und Marmor ist fast immer haarscharf und genau verfolgbar. Die Apophysen sind nur wenige Meter von einander entfernt und gehen von

der aplitischen Randzone des Gneises aus. Der Gneis bekommt hier ein bedeutend helleres Aussehen und verliert viel von seiner gebänderten Struktur. In einer Entfernung von wenigen Dezimetern davon besitzt er jedoch noch seine typische Schichtung.

Die eine Aplitapophyse liegt an leicht zugänglicher Stelle, oberhalb des Weges. Die schon erwähnten großen Quarzknauer im Gneis, sowie die in dem Marmor hinübersetzenden Quarzadern, die „Gerölle" mehrfach verwerfen, sind ihr benachbart. Die makroskopische Gesteinsbeschaffenhei der Apophyse weist auf einen grob struierten, an manchen Stellen noch Biotit führenden Aplit hin. Die Grenze gegen den Marmor läßt sich deutlich feststellen, doch ist sie nicht ausgesprochen scharf. Die Apophyse tritt ungefähr 30 cm weit in die „Geröllzone" hinein. Fig. 2.

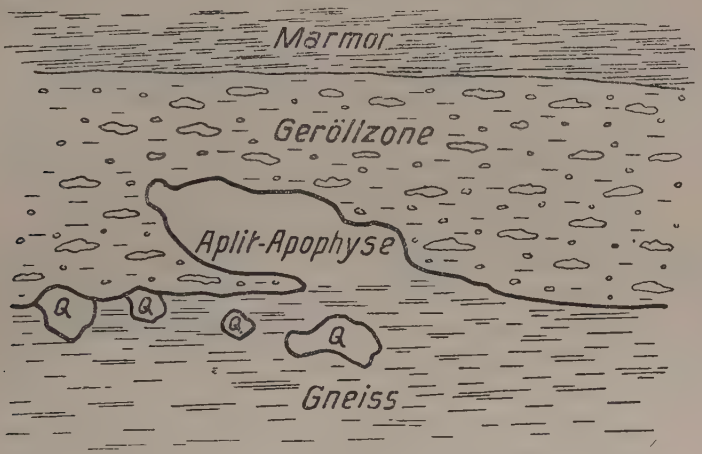


Fig. 2. Maßstab ca. 1 : 10 (Geröllzone stark verschmälert).
Q = Quarzknauer.

Apophyse II ist weiter rechts am Beginne der Steilwand aufgeschlossen zwischen einer Lärche und einer kleinen Quelle. Ihre Länge beträgt ca. 40 cm. Sie zeigt in ihren äußersten Teilen ebenfalls einen grob struierten Habitus. Gegen den Marmor hebt sie sich deutlich ab, doch kann auch hier von keiner scharfen Grenze gesprochen werden. Am Kontakt treten in der Nähe der Apophyse ziemlich große Quarzknauer im Gneis auf.

Die „Geröllzone" selbst setzt sofort über dem Gneiskontakt, ohne aplitfreie Marmorzwischenlage, wie eine solche bei Lavin vorhanden ist, ein. Die Aplitlinsen, die teilweise, wie sich aus ihrer rötlichen Verwitterung zeigt, starken Eisengehalt besitzen, erreichen hier nur eine mäßige Größe. In ihrer Längsausdehnung gehen sie kaum über 10 cm hinaus. Eine scharfe Grenze gegen den stark quarzreichen Marmor läßt sich nicht feststellen. Perlschnurartige Reihen, Zusammenhänge durch dünne Äderchen und meist ausgesprochene Linsenform sind für sie bezeichnend.

Irgendwie gerollte Stücke oder typischer Antigoriogneis treten nicht in dieser Zone auf. Die vom Kontakt in den Marmor hinübersetzenden Quarzadern verwerfen die Aplitlinsen öfters und sind daher jünger als die Linsenform der Aplite. Die Längsachse der Pseudokonglomerate, sowie ihre ganze Anordnung in der Zone ist eine der Kontaktlinie konkordante. Nach rechts hin biegt die Marmor-Aplit-Bank („Geröllzone") in die Antigoriogneissteilwand hinauf und verschwindet sehr schnell. Nach links hin verliert sie sich unter Schutt dicht über dem Wege. Ihre Maximallänge beträgt, soweit sie aufgeschlossen ist, ca. 100 m.

Der Marmor der Aplitbank geht darüber in einen immer noch quarzführenden, stark muskovitreichen Marmor über. Die Glimmeranreicherung verleiht ihm ein eigentümliches Gepräge, da die parallelgelagerten Muskovite ausgewittert den Eindruck einer Schichtung hervorrufen. Die Lage der Glimmerblättchen ist in der Hauptsache parallel der Gneis-Marmor-Kontaktlinie. Die Muskovitführung verliert sich jedoch sehr schnell und ein rein-weißer, stark kristalliner Marmor folgt, der allmählich in den Kalkschiefer übergeht. Der Übergang in den Kalkschiefer stellt sich als eine Mischzone von beiden Gesteinen dar, die meist stark zerrüttet ist. Der Kalkschiefer ist in seinen randlichen Teilen sehr eisenhaltig und zersetzt und hat neben kleineren dolomitischen und blauen marmorartigen Partien Granatglimmerschiefer eingelagert. Die Mächtigkeit der ganzen Kalkschieferzone beträgt ungefähr 100 m. Gegen den nun folgenden Lebendun-Gneis steht sie nicht im scharfen Kontakt, sondern eine mehrere Meter breite Zone von Mischgesteinen schiebt sich dazwischen. Sowohl Kalkschiefer als Gneis blättern stark auf und sind reichlich mit Quarz durchsetzt. Der Lebendun-Gneis, der in diesen Teilen noch große Kalkschieferfetzen führt, geht bald in seinen normalen Habitus über. Parallelstruktur ist nicht immer vorhanden, doch wo sie auftritt, finden parallel der Schieferung sich große Quarzgänge eingelagert. An der gegen Serra zu gelegenen Sedimentzone zwischen Lebendun- und Antigorio-Gneis wiederholt sich fast der gleiche Gesteinswechsel, nur in umgekehrter Reihenfolge. Der Lebendun-Gneis geht ohne scharfen Kontakt (zwischengelagert ist wieder eine Mischzone von Gneis und Marmor) in sehr quarzreichen weißen Marmor über, der nur an ganz wenig Stellen quarzfrei ist. Darauf kommt eine Granitschieferlage von nur wenigen Metern Mächtigkeit. Der Granatschiefer wird weiterhin vom Kalkschiefer begrenzt, der weiße, ziemlich mächtige dolomitische Einlagerung besitzt. Auf den Kluftflächen des Dolomites hat sich Tremolit in großen Nestern gebildet. Eine sehr quarzreiche, zermürbte Mischzone von dolomitischem und kalkigem Gestein führt in reinen blauen Kalkschiefer hinüber, in dem große Quarzlinsen weit verbreitet sind. Bisweilen wird er von schmalen, weißen Marmorbändern durchsetzt. Auch ist der Kalkschiefer selbst an manchen Stellen blau marmorartig. Im Süden der Sedimentzone schließt sich nun nach

einem den bisher beschriebenen analogen Übergang des Kalkschiefers in den Gneis ein stark serizitisierter Gneis an, der quer über das Val Varia hinwegschreitet und eine lokale Ausbildung des normalen Zweiglimmer-(Antigorio-)Gneises ist.

Petrographie.

Die mikroskopische Untersuchung beschränkte sich auf die „Geröllzone" bei Belleg und die diese zunächst begrenzenden Gesteine.

Der Gneis gehört dem Typus 2 des Antigoriogneises an.

Quarz bildet den Hauptbestandteil des Gesteins. Er löscht undulös aus und ist stets mit benachbarten Gesteinspartikeln stark verzahnt.

Feldspat. Alkalifeldspäte und Plagioklase treten in ungefähr gleicher Verteilung auf. Mikropegmatitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat sind ziemlich häufig.

Glimmer: sowohl Biotit als Muskovit. Vorherrschend Biotit in großen korrodierten Partien. Muskovit in Mikrolithen und kleineren fragmentarischen Stücken.

Die Aplitapophysen zeigen sich zusammengesetzt aus:

Quarz, der stark undulös auslöscht.

Feldspat: Alkalifeldspat (Mikroklin) und Plagioklase. Mikropegmatitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat.

Glimmer, der fast gänzlich zurücktritt. Biotit in vereinzelten angefressenen Blättchen. Muskovit in Mikrolithen.

Als accessorische Mineralien sowohl für den Gneis als auch die Aplitapophysen kommen noch in Betracht:

Granat, in Gestalt sechsseitiger Querschnitte, eingelagert meist in andere Mineralien.

Orthit, der in den Intrusionen in großen Zwillingen beobachtet werden konnte.

Außerdem Titanit, Rutil, Apatit, Zoisit, ferner Hornblende (Chlorit).

Besonders diesen Intrusionen ist eine mikropegmatitische Struktur eigen, während der Gneis sonst einen rein granulitischen Habitus im Dünnschliff zeigt.

Der Marmor der „Geröllzone" kennzeichnet sich durch starke Verdrückung und Verstauchung der einzelnen Kalkspatlamellen. Die Lagerung der einzelnen Calcite ist vollkommen richtungslos. In der ganzen Marmorgrundmasse liegen teilweise gerundete Quarz- und Feldspat-Partikel verstreut, die manchmal zerbrochen und ineinandergepreßt sind. Ihrerseits haben sie wieder in sich Calcitteilchen eingeschlossen. Quarz und Feldspat sind bisweilen in parallele Stücke verdrückt. Die dadurch entstandenen Spalten sind durch Kalkspat wieder ausgeheilt. Die im Marmor

liegenden aplitischen, geröllähnlichen Butzen zeigen eine Gesteinzusammensetzung, die denen von Lavin äußerst ähnlich ist.
Quarz, stark undulös.
Feldspäte: Alkalifeldspäte und Plagioklase.
Glimmer: Biotit und Muskovit in ganz untergeordneter Menge.
Teilweise mikropegmatitische Verwachsungen.

Einzelne Aplitadern verlaufen regellos in der Grundmasse ohne scharfe Abgrenzung gegen den Marmor. Abgerissene Fetzen von ihnen liegen losgetrennt von den Hauptintrusionen darin. Resorptionserscheinungen in diesen Apliten durch Aufnahme von Kalkspat und die dadurch bedingte siebartige Struktur sind oft anzutreffen.

Von accessorischen Gesteinsbestandteilen ist Pyrit, Rutil, Titanit und sehr wenig Epidot zu erwähnen. Die Struktur der Aplite ist verzahntgranulitisch.

Die Marmorzone der großen Aplitlinsen geht in einen noch immer quarzführenden, sehr muskovitreichen Marmor über. Die Glimmer liegen, genau wie bei dem analogen Vorkommen von Lavin, paketartig zusammengehäuft in der calcitischen Grundmasse. Zoisit tritt als hauptsächlichstes accessorisches Mineral dabei auf. Daneben noch Turmalin und Titanit.

Darauf folgt ein rein kristalliner, gänzlich glimmerfreier weißer Marmor.

Folgerungen.

Die sich aus den Untersuchungen zwischen Serra und Belleg, speziell aber aus der „Geröllzone" von Belleg ergebenden Folgerungen sind:

1. Bei Belleg besitzt der Antigoriogneis eine aplitische Randfazies und entsendet zwei Apophysen in den Marmor. Ihre Intrusion muß also jünger sein als der Marmor selbst; also mindestens posttriadisch.
2. Die „Geröll"- oder „Konglomerat"-Zone ist als solche nicht bewiesen. Die „Gerölle" sind vielmehr Aplitlinsen, die, wie das mikroskopische Bild zeigt, in wirrem Durcheinander ohne scharfe Abgrenzung im Marmor liegen. Es fehlt ihnen das gerollte Aussehen, wie ein solches für Gerölle anzunehmen ist; ferner sind die durch dünnste Aplitäderchen hergestellten Zusammenhänge, sowie die oft seitlich aus den größeren Aplitlinsen herausschießenden, dornartigen Apophysen ein Faktor, der gegen die Geröllnatur spricht. Dies beweist schon zur Genüge, daß es sich hierbei nicht um irgendwelche mechanische Deformationserscheinungen von Geröllen handelt.

Am Marmor wird die intrusive Natur der Aplite durch die intensiven Verstauchungen der einzelnen Kalkspatlamellen gekennzeichnet, sowie

durch die allenthalben in der Grundmasse verstreut liegenden aplitischen Bestandteile.

Durch Kontaktmetamorphose entstandene Mineralien fehlen in makroskopischer Ausbildung vollständig. Inwieweit die Höhe der Kristallinität des Marmors als Gradmesser für die Kontaktmetamorphose dienen kann, läßt sich nicht feststellen, da spätere dynamometamorphe Veränderungen bei der Gebirgsfaltung jedenfalls nicht spurlos vorübergegangen sind.

Doch würden genauere Studien in dieser Richtung positivere Resultate ergeben; für die Tremolitnester im Dolomit, sowie die beiderseits des Lebendun-Gneises auftretenden Granatglimmerschiefer und die teilweise Marmorisierung des Kalkschiefers ließe sich eine auf Kontaktwirkung basierende Entstehung wohl denken.

Für die Entstehung der Aplit-Intrusionen bei Belleg gilt genau dasselbe, was schon bei Lavin erwähnt ist. Die aplitischen, posttriadischen Nachschübe des Antigoriogneises in den Marmor lassen ein prätriadisches oder sogar archäisches Alter des Gneises unwahrscheinlich erscheinen. Damit wird aber die Wahrscheinlichkeit der Annahme junger alpiner Granite wieder näher gelegt.

III. Die Kontaktzone von Im Stafel bei Eisten im Gantertal.

1907. C. Schmidt: Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen.
1907. H. Preiswerk: Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes.
1908. C. Schmidt und H. Preiswerk: Geologische Karte der Simplongruppe (1:50000).
1908. C. Schmidt und H. Preiswerk: Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe.

Eisten.

In den Erläuterungen zur geologischen Simplonkarte werden bei Behandlung der Trias die in diesem und im folgenden Abschnitt zu besprechenden „Gerölle“ von Eisten an der Simplonstraße erwähnt.

Um an die „Geröllzone“ von Eisten zu gelangen, geht man am besten von Brig aus auf der Simplonstraße hinauf. Die Straße läuft in ihrem unteren Teile in Gehängeschutt und älteren Moränen und setzt bald nach Refugium I in jurassische Sedimente ein, die der Bedrettomulde, der Hauptmulde des Kartengebietes angehören. Es sind das dunkle, glimmerige Kalkphyllite, die oft auf das Intensivste gefältelt und dort fast nie in frischem Zustande anzutreffen sind. Auffallend ist die enorme Anreicherung mit quarzigem und calcitischem Material, das in Gestalt von Gängen und

Linsen das Gestein in weitem Maße erfüllt. Unterhalb der Häuser von Eisten verläßt die Straße die Kalkschieferzone und tritt in die Region des Gneises ein, in der sie nun fast stets bis zur Simplonpaßhöhe verläuft.

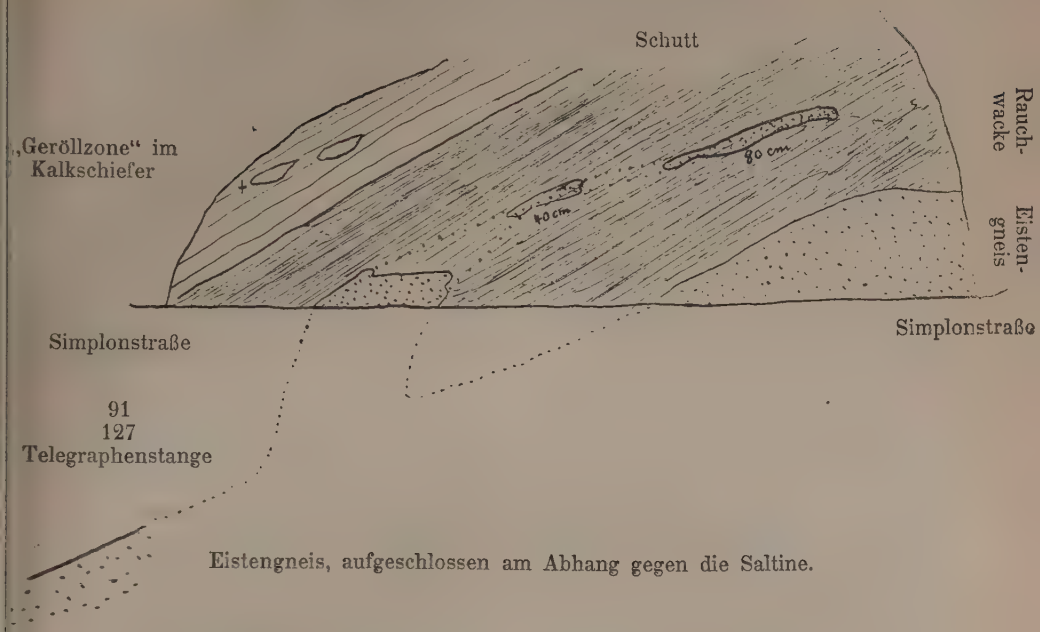
Bei Telegraphenstange $\frac{91}{127}$ wird der Eistengneis von der Straße angeschnitten. Die Kalkschiefer weisen in Kontaktnähe große Quarzlinsen auf und gehen näher gegen den Gneis hin in eine stark schiefrig ausgebildete Rauchwacke über. Im Kalkschiefer, fast an der Grenze gegen die Rauchwacke, liegen große, brotlaibartige Aplitknauer eingebettet. Der Kalkschiefer ist stark zermürbt und die Aplitknauer liegen im Streichen desselben. Jenseits der Straße am Abhang gegen die Saltine lassen sie sich noch ein Stück weit verfolgen; an der Straße selbst sind sie nur ganz kurz aufgeschlossen, da alles stark verschüttet ist. Der Übergang von Kalkschiefer in die Rauchwacke vollzieht sich allmählich. In der Rauchwacke liegen in ihrem Streichen große Stücke Augengneises eingelagert, von denen das oberste 80 cm lang, das mittlere 40 cm lang ist, während das untere, soweit es sichtbar ist, einem großen, unregelmäßig gestalteten Klotz gleicht. Diese Gneispartie halte ich für eine zerrissene Apophyse des Eistengneises in die Rauchwacke, hauptsächlich deshalb, weil sie mit dem anstehenden Eistengneis im Gesteinsmaterial vollkommen übereinstimmt. Eine etwaige Geröllbildung für ihre Entstehung anzunehmen, dazu fehlen Beweise. Die langgestreckte Form der Einlagerungen, sowie ihre Lagerung parallel den Schichtfugen der Rauchwacke, lassen eine lagergangähnliche Apophyse des Eistengneises nicht unwahrscheinlich erscheinen Daß die Annahme einer solchen wohl möglich ist, läßt sich aus Fig. 3 entnehmen. Der Eistengneis grenzt gegen die Rauchwacke scharf ab. Auch am Abhang gegen die Saltine ist die Gneis-Rauchwackengrenze deutlich verfolgbar; doch läßt sich da eine apophysenartige Abzweigung des Gneises in die Rauchwacke nicht konstatieren. Es ist immerhin noch die Möglichkeit vorhanden, daß an dem von der Straße bedeckten Teile des Kontaktes die Abzweigung der Apophyse zu finden wäre.

Der Eistengneis selbst ist ein typischer, zweiglimmeriger Augengneis, nach Schmidt einer granitoporphyrischen Randfacies der granitischen Masse des Ofenhorn-Gantergneises angehörend.

Petrographische Zusammensetzung der „Gerölle".

Die erst besprochenen „Gerölle", welche bei der schon erwähnten Telegraphenstange im Kalkschiefer auftreten, haben ihrem äußeren Habitus nach fast gar keine Ähnlichkeit mit denen von Lavin oder Zwischenbergen, da ihnen jegliche Zusammenhänge untereinander fehlen und auch das Material, in dem sie eingelagert sind, ein vollkommen anderes ist. Ihrer makroskopischen Beschaffenheit nach sind es Aplite.

Aufschluß bei Eisten an der Simplonstraße.



Eistengneis, aufgeschlossen am Abhang gegen die Saltine.

Stark verkürzt gezeichnet: Länge des Aufschlusses 20 m, Höhe 8 m.

Fig. 3.

Unter dem Mikroskop zeigen sie sich aus folgenden Bestandteilen zusammengesetzt:

Quarz: er bildet einen der Hauptbestandteile des Gesteins, löscht fast stets undulös aus und ist mit den benachbarten Partien in inniger Verzahnung.

Feldspäte: als solche treten sowohl Alkalifeldspäte, wie auch Plagioklase auf.

Muskovit (Serizit): er ist in zahlreichen, stark korrodierten Fetzen und Mikrolithen im Gestein verstreut, zum Teil in Quarz und Feldspat, woraus sich auf ein nachträgliches Hinzutreten dieses Bestandteiles schließen läßt.

Biotit und Hornblende sind nur in ganz untergeordnetem Maße vorhanden und ebenfalls in stark korrodiertem Zustande. Meist sind sie von einer Zone von Titanit umgeben. Calcitisches Material ist in der Grundmasse überall verstreut in Gestalt kleiner Fetzen und Mikrolithen, in denen sich Quarz teilweise neugebildet hat. Die strukturelle Ausbildung des Gesteins ist verzahnt-granulitisch.

„Im Stafel."

„Im Stafel" ist von der Simplonstraße aus auf zwei Wegen bequem zu erreichen, wovon der eine Weg bei der vorhin erwähnten Telegraphenstange $\frac{91}{127}$ abzweigt und an den Häusern von Eisten vorbei über Unter- und Oberschmidtmatten dahin führt. Von Bérisal aus erreicht man „Im Stafel", dessen weiße Kapelle hell von der jenseitigen Höhe herunterleuchtet, am schnellsten über Steinenalp und den Saurerrück. Letzterer Weg überquert kurz unter „Im Stafel" eine Wasserleitung, die für die hier zu erörternden Fragen treffliche Aufschlüsse liefert und auf die noch mehrfach zurückzukommen sein wird. Im N und NO ist das Gebiet von einem Kranz von Bergen umgeben, die ihre Wasser in zum Teil tiefen Erosionsfurchen dem Hauptbache des Tales, dem Schießbache, zusenden.

Für diese Besprechung kommen nur die vom Faulhorn (2725 m) herabkommenden Bäche in Betracht, die stellenweise hervorragende Aufschlüsse geschaffen haben. Preiswerk hat seiner Arbeit: „Über die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes" ein Profil beigegeben, das im Bachbett südlich Punkt 2905 des Tunnetschhornes die gesamte Schichtenfolge zeigt. Für die folgenden Untersuchungen war aber hauptsächlich das Bachgebiet des von Roßwaldalp herabkommenden Baches in Betracht zu ziehen. Der die verschiedenen kleineren Wasser sammelnde Hauptbach soll im Vorliegenden mit dem Namen „Stafelbach" belegt werden.

Die größere der beiden „Geröllzonen", die bei „Im Stafel" an der Gneis-Kalkgrenze verlaufen, liegt am Kontakt mit dem Gantergneis, die kleinere am Kontakt mit dem Eistengneis, unterhalb der Prasinitlinsen bei Roßwaldalp.

Ein Profil, in der Richtung des Stafelbaches vom Schießbach angefangen, gibt das klarste Bild über die Lagerungsverhältnisse der „Geröllzonen". Der Gantergneis stellt in Kontaktnähe einen schiefrigen Biotitgneis dar, der in scharfem Kontakt mit einem kristallinen bläulichen Marmor steht. Der Gneis ist an dieser Stelle aufs Intensivste verfältelt, und als Zwischenlagerungen treten große Quarzlinsen auf. Der Marmor streicht N 60° O und fällt 65° NW ein. Diese Feststellung ist allerdings nicht direkt an der Einmündung des Staffelbaches in den Schießbach gemacht worden, da Moräne und Gehängeschutt dort alles verdeckt, sondern etwas weiter oben, bei dem Brückchen am Weg nach Steinenalp. Der Marmor scheint aber unter dem Schutt auszukeilen und macht einem rauchwackenähnlichen Dolomit Platz, der mit Salzsäure etwas aufbraust. Gegen den darüber liegenden Kalkschiefer treten im Dolomit dünne Quarzlinsen auf. Der Übergang in den Kalkschiefer vollzieht sich allmählich; auffällig ist die Glimmeranreicherung in ihm, und zwar lassen sich Muskovit und Biotit erkennen. Der Kalkschiefer geht dann nach ca. 1 m in die „Konglomerat-Zone" über. Die „Gerölle" hier entsprechen makroskopisch denen von

Eisten an der Simplonstraße. Ihre Größe ist aber bedeutend geringer. Sie sind ebenso im Streichen des teilweise arg zermürbten Kalkschiefers eingelagert und bilden eng aneinander liegende aplitische Linsen. Weiter nach oben zu erhält der Kalkschiefer sein normales Aussehen. Ein zweiter Marmorzug quert dann den Stafelbach, der von dem dritten darüber liegenden, an Wasserleitung 1 aufgeschlossenen, durch Schuttlagen getrennt ist. Etwas weiter nordöstlich vom Stafelbach sind bessere Aufschlüsse, die als Zwischenlagerungen der drei Marmorzüge Kalkschiefer erkennen lassen. Ein wenig unter der Wasserleitung 1 ist die Grenze zwischen Kalkschiefer 2 und Marmor 3. Der Marmor hat eine schwankende Mächtigkeit, durchschnittlich 10 m. Ihm ist dann einige Meter über der Wasserleitung 1 typischer Augengneis aufgelagert. Die Kontaktgrenze zwischen Marmor und Gneis ist keine scharfe; es läßt sich vielmehr eine ungefähr 5 m breite Schieferzone dazwischen feststellen. Der Übergang ist folgender: Der Marmor nimmt gegen den Gneis hin einen helleren, glimmerigen, schieferähnlichen Habitus an, noch näher gegen den Gneis reichert er sich mit viel Biotit an und geht dann in den Augengneis über. Der Augengneis ist ein Muskovit- und Biotit-führender Gneis mit Augen von ca. 1 cm Länge und 0,5 cm Breite und ist wohlgebankt. Seine Mächtigkeit beträgt ungefähr 30 m. Überlagert ist er von einem ungefähr 40 m mächtigen Dolomit, in dem der Stafelbach zwei Wasserfälle W 1 und W 2 bildet. Der Dolomit hat teilweise Zellendolomitstruktur und ist an manchen Stellen stark zermürbt. Hellere gelbliche Partien wechseln mit dunkleren von bläulicher Farbe. Unterhalb Wasserfall 2 (dem oberen Wasserfall) sind in ihm zwei Einlagerungen dunkler phyllitähnlicher Schiefer zu beobachten, die nur an einer Stelle einen etwas kompakteren Habitus annehmen. Das ganze Gestein scheint tektonisch arg mitgenommen zu sein, wie aus zahlreichen Rutschflächen zu schließen ist und auch aus den im Schiefer kreuz und quer verlaufenden Spalten, die eine spätere Ausheilung durch Kalkspat erfahren haben. Die starken Verrostungserscheinungen, die das Gestein hauptsächlich in seinen weniger kompakten Partien zeigt, sind auf den reichen Pyritgehalt des Schiefers zurückzuführen. Der Dolomit bildet einen starken Quellenhorizont. Mehrere mächtige Quellen entströmen ihm. Nach oben zu macht sich am Dolomit ein deutliches Hackenwerfen bemerkbar. Zwei quarzitische Einlagerungen setzen in den schwarzen Schiefern auf, sind aber nur kurz und schlecht aufgeschlossen. Die kleinere von ihnen tritt unten im Bachbett zwischen den Phylliten eingekeilt nur für ein kurzes Stück zu Tage, die größere mächtigere liegt über den schwarzen Schiefern und läßt sich fast bis zur Höhe des Bergrückens verfolgen, wo sie auszukeilen scheint, was sich aber infolge der Verschüttung nicht mit Sicherheit bestimmen ließ. Auf der anderen Seite des Rückens ist jedenfalls nichts mehr von ihr zu bemerken. Weiter aufwärts im Bachbett folgt auf den Dolomit wieder Kalkschiefer.

Die auf der geologischen Karte eingetragene obere „Geröllzone“ verläuft so ziemlich an der Grenze von Dolomit und Kalkschiefer. Im Parallelbach zum Stafelbach läßt sie sich noch etwas nachweisen und ist dort gleichfalls an jene Schichtgrenze gebunden. Sie führt teilweise große Quarzknauer, die denen der unteren „Geröllzone“ sehr ähnlich sind. Linsenförmig liegen Marmor und Dolomit darin eingebettet. Gegen den Dolomit hin sind häufig Quarzgänge in ihr zu beobachten, die diskordant die Zone durchsetzen. Weiterhin läßt sie sich dann erst in den vom Tunnetschhorn herabkommenden Bachrunsen wieder auffinden. Preiswerk erwähnt sie in seinem Profil südlich Punkt 2905. Sie verläuft auch hier im Streichen des Kalkschiefers und des Dolomites auf der Grenze zwischen beiden und bildet dort das Bachbett; sonst ist sie meist verdeckt. Im Stafelbach selbst ist die „Geröllzone“ nur ganz kurz aufgeschlossen, und neben den diesen Zonen eigentümlichen aplitischen Linsen wurde noch Folgendes dort beobachtet:

Kalkschiefer und Dolomit bilden eine kleine Terrasse, auf der im Bachbett rechts ein großer herabgestürzter Block liegt, der gerade noch etwas vom Anstehenden sehen läßt. Er liegt in der zwischen beiden Gesteinen befindlichen Mischzone, dicht bei der „Geröllschicht“. Der Kalkschiefer ist hier wieder etwas dolomitisch und großenteils verschüttet. Unter diesem Block sieht man, wie das dolomitische Gestein durch einen S-förmig gebogenen Gang, der aus granit-aplitischem Material besteht, durchsetzt wird, wobei auch der Dolomit zugleich stark mitgefaltet ist.

Der Übergang von Dolomit in Kalkschiefer über der „Geröllzone 2“ ist nur ein ganz allmähliger. Marmorartige blaugraue Bänder mit dünneren Lagen Prasinites wechsellagern mit Dolomit. Auf diese Weise vollzieht sich der Übergang in den Kalkschiefer. Die ganze Gesteinsserie ist stark verwittert, so daß es kaum möglich ist, ein einigermaßen gutes Handstück von dort zu bekommen. Wenige Meter über dem Dolomit wird der Kalkschiefer von einigen bedeutenderen Prasinitlagen durchsetzt, die zwischen 10 und 40 cm mächtig sind. In ihrer Nähe setzen vereinzelt talkartige Schlieren im Kalkschiefer auf. Der Prasinit selbst ist stark Pyrit-führend und reichlich von Quarzlinsen durchsetzt. Auf seinen Schichtflächen wittern die Hornblendenadeln oft deutlich heraus. Glimmer, sowohl Muskovit wie Biotit, sammelt sich häufig auf seinen Schichtfugen an. Der Kalkschiefer, der hier zum Teil marmorisiert ist, wird in gleicher Lagerung von Dolomitbändern durchsetzt, in deren Nähe die Farbe des Prasinites eine hellere wird.

Über die Prasinite und die anderen Grünschiefer des Mesozoikums hat Preiswerk bereits in seiner schon erwähnten Arbeit Ausführlicheres berichtet. Sie werden als Umwandlungsprodukte von Gabbro- und Diabasähnlichen Gesteinen angesehen. Die einzigen Aufschlüsse bietet auch hier das Bachbett, da die beiderseitigen Hänge verschüttet oder bewachsen sind

und so der geologischen Forschung hemmend entgegentreten. Weiter nach oben zu hören die Prasinitlagen auf; es folgt über ihnen Kalkschiefer in seiner gewöhnlichen, typischen Ausbildung, meist stark eisenschüssig, reich an Muskovit und von helleren Calcitadern reichlich durchsetzt. Oberflächlich zeigt er überall eine schmutzig braune Verwitterung.

Geht man von „Im Stafel" her auf dem Weg nach Steinenalp bis zu dem ersten Brückchen, auf dem der Fußweg die Wasserleitung 1 überquert, so trifft man hier auf den vom Schießbach heraufstreichenden Gantergneis.

Der Gneis ist ein feinschiefriger, biotitreicher Gneis, der von Quarzbändern durchadert wird, die parallel seiner Schieferung verlaufen. Gegen den folgenden Marmor 1 hin wird er weiß und blättrig, der Biotit tritt an manchen Stellen fast ganz zurück und Quarzadern bis zu 8 cm Dicke durchsetzen ihn parallel seiner Schieferung. Einzelne Stellen zeigen eine deutliche Verrostung, doch bleibt in der Hauptsache der Charakter des Gneises gewahrt. Zwischen Gneis und Marmor schaltet sich eine ungefähr 60 cm breite Zone Phlogopit-führenden, ganz zermürbten Kalkschiefers ein, auf den dann wechsellagernd Kalkschiefer und Dolomit folgt.

Folgen wir nun der Wasserleitung 1, die bis in den Eistengneis hinein die Schichtserie durchschneidet und eine Reihe wichtiger Aufschlüsse liefert! Auf den Gantergneis folgt blaugrauer kristalliner Marmor (1); darauf Kalkschiefer mit eingelagerten Dolomitlinsen, den die Wasserleitung fast im Streichen schneidet und dessen Mächtigkeit daher sehr groß erscheint. Der Weg zur unteren Brücke gibt dieselben Aufschlüsse. Noch im Kalkschiefer, bevor man an den Marmor 2 gelangt, liegen langgestreckte Gneislinsen im Streichen des Schiefers eingelagert. Sie lassen sich sowohl über als auch unter der Wasserleitung 1 bis an den Weg hin verfolgen. Ihrer Lagerung nach müssen sie zu der auf der geologischen Karte verzeichneten unteren „Geröllzone" gerechnet werden, haben aber ihrem petrographischen Habitus nach mit den am Schießbach bei der Brücke am Weg nach Steinenalp aufgefundenen „Geröllen" gar nichts gemeinsam. Makroskopisch lassen sie sich als granatführender, serizitisierter, typischer Gneis bestimmen. Der Kalkschiefer ist in ihrer Nähe stark aufgeblättert und führt viele und große Quarzknauer. Die oft in einer Richtung dicht hintereinander liegenden Gneisstücke, die durch kurze Zwischenräume von einander getrennt sind, erwecken auch hier, ganz analog denen von Eisten an der Simplonstraße, den Eindruck, als seien sie die auseinander gerissenen Teile einer größeren Gneisapophyse in den Kalkschiefer. Die Zone, in der diese Bildungen auftreten, ist 3—4 m breit, zuweilen etwas mehr. Auf Marmor 2 folgt an der Wasserleitung, wo die ganze Schichtserie gut aufgeschlossen ist, Kalkschiefer, zum Teil mit dolomitischen Einlagerungen. Dann, gegen den Eistengneis hin zieht Marmor 3 herauf, der allmählich im Verlaufe der schon erwähnten Schieferzone in den Gneis

übergeht. Die Mächtigkeit der ganzen Zone zwischen Gantergneis (Schießbach) und den Prasinitlinsen im Stafelbach ist auf der geologischen Karte viel zu groß angenommen worden. Sie beträgt bis zur oberen Wasserleitung (2), die auf der Karte nicht eingezeichnet ist, ca. 150 m. Die oberste Prasinitlinse ist im Bachbett des Stafelbaches ungefähr 120 m über der Einmündung des Stafelbaches in den Schießbach aufgeschlossen, während sie auf der geologischen Karte ca. 390 m über dem Schießbachbett eingetragen ist (Fig. 7).

Petrographie.

Die petrographisch-mikroskopische Untersuchung der „Gerölle" der unteren und oberen „Geröllzone" von „Im Stafel" zeigt, daß sich an ihrer Zusammensetzung genau dieselben Mineralien beteiligen, wie bei denen an der „Geröllzone" von Eisten. Es sei daher auf das dort Gesagte verwiesen.

Kurz erwähnt sei nur der mikroskopische Befund einiger Schliffe, die der S-förmig gebogenen Linse unterhalb Wasserfall 2 im Stafelbach entnommen sind. Als Hauptgesteinsbestandteile kommen in Betracht:

Quarz, stark undulös auslöschend.
Feldspat: Alkalifeldspäte (vorherrschend Mikroklin), Plagioklase.
Glimmer: Muskovit und stark verrosteter und korrodierter Biotit.
Accessorisch beigemengt sind Titanit, Rutil, Apatit; Sagenitbildung ist ziemlich häufig in Biotitnähe zu beobachten.

Die quarzitischen Einlagerungen in den schwarzen Schiefern bei Wasserfall 2 im Stafelbach sind folgendermaßen zusammengesetzt:

Das diese Grundmasse bildende Gestein besteht fast nur aus Quarz, der äußerst undulös auslöscht. Darin finden sich Dolomitreste (Ankerit), von denen die Verrostungserscheinungen ihren Ausgang nehmen. Bisweilen lassen sich Neubildungen von Dolomit oder Calcit in Quarz in Gestalt von Rhomboëdern beobachten. Chlorit und Hornblende sind nicht selten. Die Hornblende bildet lange, schlierenartige Züge, die sich oft knotenartig verdicken. Ihr Auftreten ist in den anscheinend am stärksten beanspruchten Teilen der Einlagerung, ihrem oberen Ende gegen den Bergrücken zu am häufigsten; sie erscheinen da zerbrochen und verbogen. Sowohl Hornblenden, als auch Biotite sind meist von einem Rande von Erzen umgeben. Serizit und Biotit, in letzterem die Anfänge von Sagenitbildung, liegen in meist paralleler Lagerung in der Grundmasse. Turmalin tritt hier und da, und dann in schön zonarer großer Ausbildung auf. In Gestalt von Mikrolithen konnte er nicht nachgewiesen werden. Accessorisch beigemengt sind ferner noch dem Gestein in geringer Menge: Apatit, Rutil, Titanit, Zirkon, Pyrit.

Die sowohl über als auch unter der Wasserleitung 1 auftretenden Gneiseinlagerungen im Kalkschiefer lassen unter dem Mikroskop sich als einen

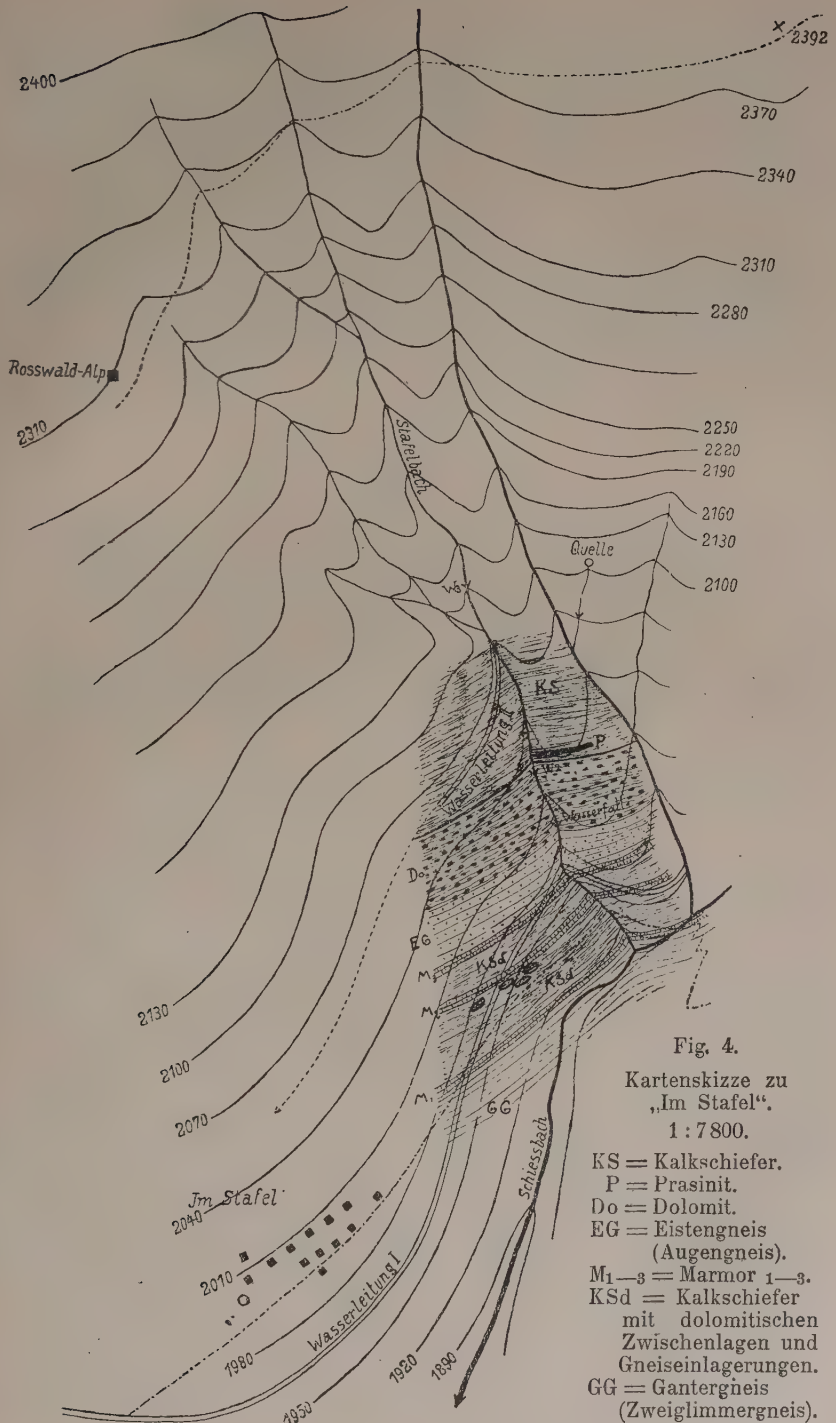


Fig. 4.

Kartenskizze zu „Im Stafel“.
1 : 7800.

KS = Kalkschiefer.
P = Prasinit.
Do = Dolomit.
EG = Eistengneis (Augengneis).
M_{1-3} = Marmor 1—3.
KSd = Kalkschiefer mit dolomitischen Zwischenlagen und Gneiseinlagerungen.
GG = Gantergneis (Zweiglimmergneis).

stark Pyrit-haltigen Biotit-Muskovit-Gneis bestimmen. Feldspäte der Alkali- und Natron-Reihe sind vorhanden. Von Glimmer wiegt Serizit vor. In den feineren mörtelstrukturartigen Partien macht sich eine Parallelstellung der Glimmer bemerkbar. Größere, äußerst verzahnte Quarzpartien trennen die feineren. Granat liegt in großen vereinzelten Individuen in der Grundmasse eingebettet. Dolomit ist in Fetzen überall im Gestein verstreut und zeigt auch zuweilen Neubildungen in Quarz oder Feldspat. Die meist an Dolomit gebundene starke Verrostung läßt auf Ankerit schließen. Hornblende tritt weniger häufig auf. Das Gestein ist von zahlreichen Mikrolithen durchschwärmt und zeigt eine granulitische Struktur. Titanit, Zoisit, Apatit und Turmalin sind accessorisch beigemengt. Letzterer läßt sich aber nur in Mikrolithen erkennen.

Folgerungen.

Durch die Untersuchungen bei Eisten und „Im Stafel" ist nachgewiesen, daß größere Gneispartien sowohl bei Eisten an der Simplonstraße, als auch an der Wasserleitung 1 bei „Im Stafel" im Streichen der Kalkschiefer liegen. Die einzelnen Gneispartien hängen untereinander nicht zusammen. Gerölle können es nicht sein, da sie gar keine Kennzeichen solcher an sich tragen. Vermutlich werden es nachträglich zerrissene Apophysen des Gneises in die Schiefer sein. Direkte Zusammenhänge mit dem anstehenden Gneis konnte ich an ihnen nicht feststellen.

Die mikroskopisch-petrographische Untersuchung der die „Geröllzonen" von „Im Stafel" zusammensetzenden Gesteine ergab stets Aplit. Auch hier konnten keine wirklichen Gerölle aufgefunden werden. Die jenen Zonen entnommenen Gesteine hatten wohl oft ausgesprochen Linsenform, trugen aber keine weiteren Kennzeichen von Geröllen an sich. Der S-förmig gebogene Aplitgang, sowie der mit ihm gleichsinnig gefaltete Dolomit, sind Erscheinungen, die sich mit einer Geröllbildung nicht vereinbaren lassen. Sowohl am Gantergneis, wie auch am Eistengneis konnte ich eine aplitische Randfacies nicht nachweisen, ebensowenig ließ sich ein direkter Zusammenhang einer dieser beiden „Geröllzonen" mit einem der Gneise feststellen. Deshalb ist es doch nicht ausgeschlossen, daß diese Zonen lagergangartige Apophysen der Gneise in die Schiefer sind. Die Lagerung im Streichen der Schiefer, das Fehlen typischer beweisender Gerölle, der S-förmige Aplitgang, jegliches Fehlen von „Geröllen", die entweder als Gestein den Gantergneis oder den Eistengneis repräsentieren, scheint Grund genug zu sein, eine Geröllbildung durch Transgression für diese Punkte zu verneinen.

IV. Die Kontaktzonen im Val Antigorio und Val Formazza.

1872. B. Studer: Index zur Petrographie und Stratigraphie der Schweiz.
1894. M. Bertrand: Alter des Antigoriogneises. Congr. géol. int., Compte rendu, Zurich, pag. 163.
1903. P. Termier: Alter des Antigoriogneises. Congr. géol. int., Compte rendu, Vienne.
1904. P. Termier: Alter des Antigoriogneises. Bull. soc. géol. de France, T. III, pag. 711.
1905. C. Schmidt: über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. Eclog. geol. Helv., Vol. IX, Nr. 4, pag. 504, Anm. 2.
C. Schmidt: Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe.
1913. H. Preiswerk: die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel. Basel.

Val Antigorio.

Die Kontaktzone bei Baceno.

Im Osten des Simplongebietes hebt sich eine orographische Furche deutlich hervor, das Toce-Tal. Der untere Teil desselben heißt Val Antigorio, der obere Val Formazza.

Das Antigoriotal ist fast in seiner ganzen Ausdehnung in den Antigoriogneis eingeschnitten, von Crodo bis über Premia hinaus jedoch noch tiefer bis auf die Bacenoschiefer und den darunter liegenden Verampiogranit, der diese Schiefer fensterartig durchbricht.

Der Antigoriogneis tritt in seiner typischsten Ausbildung auf als ein stark Biotit- und Muskovit-führender Augengneis, der sich jedoch hinsichtlich seiner Ausbildung in gewissen Grenzen bewegt (vgl. Erläuterungen zur geol. Simplonkarte, pag. 8).

Die Bacenoschiefer sind granatführende, stark metamorphe Glimmerschiefer.

Der Verampiogranit ist ein noch schiefrige Struktur zeigender Zweiglimmergranit, der an der Straße nach Baceno am Kontakt mit den darüber liegenden Schiefern wohl aufgeschlossen ist. Ihn sieht C. Schmidt als „das tiefstliegende tektonische Element des Simplongebietes" an und gibt von ihm in den Erläuterungen zur geologischen Simplonkarte eine eingehendere petrographische Beschreibung. Ob ein genetischer Zusammenhang zwischen Verampiogranit und Antigoriogneis besteht, läßt sich nicht nachweisen; daß aber beide sehr verwandte Gesteine sind, geht aus ihren Analysen hervor. G. Klemm geht in seinen Behauptungen sogar noch weiter, wenn er den Verampiogranit als magmatisch differenzierte Fazies des Antigoriogneises betrachtet. Er hat den Verampiogranit im Sommer 1910 besucht und in den Monatsberichten der deutschen geologischen Gesellschaft 1911 besprochen. Er glaubt den Beweis für ein postjurassisches Alter des Granites gefunden zu haben. Rothpletz hatte diese Überzeugung schon 1909 dort gewonnen, und bei unserem gemeinsamen, Besuche dieser

Stellen im Sommer 1912 kamen wir zu demselben Ergebnis. Das eigentümliche apophysenartige Eindringen des Granits in den Schiefer läßt sich unmöglich als eine spätere Einpressung des Granits in den Schiefer ansehen, da sich an den Sedimentbestandteilen keine besonderen Störungen mehr feststellen lassen (Fig. 5). Die Kontaktlinie ist zwar stellenweise sehr gut

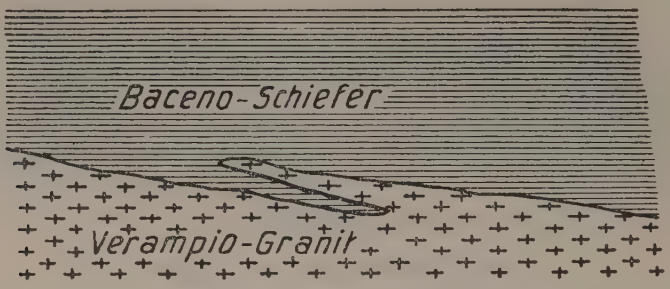


Fig. 5. (Maaßstab ca. 1 : 20).

aufgeschlossen, zum Teil aber durch Moräne verdeckt, die in der Hohlkehle, die sich an der Grenze beider Gesteine gebildet hat, liegen geblieben ist (Fig. 2, Taf. III und Fig. 1, Taf. IV).

Nicht weit hinter Premia beginnt wieder der Antigoriogneis zu beiden Seiten des Toce in hohen Steilwänden aufzuragen. Bei Foppiano, wenige Schritte hinter dem Albergo, liegt an der Berglehne viel abgestürztes Gneismaterial, das einen deutlichen Einblick in die Gneisstruktur des oberen Antigoriotales gewährt. Der Gneis ist noch in seiner typischen Ausbildung hier vorhanden, nur wird er oft auf ziemliche Erstreckungen hin von schnurgerade verlaufenden Aplitgängen durchsetzt, die bis zu einigen Dezimetern mächtig sind. Im Absturzmaterial sind verschiedene solcher Blöcke aufzufinden, die die aplitische Natur jener Gänge sehr schön erkennen lassen. Hin und wieder fanden sich auch Anhäufungen von Biotit, die den Resorptionserscheinungen des Gneises in Schiefernähe sehr ähneln, in diesem Falle jedoch nur rein lokale Glimmeranreicherungen vorstellen.

Hier beginnt die ca. 250 m hohe Talstufe, die das Val Antigorio von dem Val Formazza trennt.

Val Formazza.

Der obere Teil des Toce-Tales heißt Val Formazza und zeichnet sich dadurch aus, daß der Talboden von Fracchie (Staffelwald) herauf bis Al Ponte (Zumsteg) ganz eben ist; denn auf eine Entfernung von 5 km steigt er nur um 60 m an. Beiderseits ragen die Gehänge steil auf und bestehen herauf bis Tuffwald nur aus Antigoriogneis. Weiter wechseln dann bis Zumsteg und noch auf der nächsten kleineren Talstufe, welche vor

der großen des Tosafalles kommt, Schiefer, Quarzit und Dolomit auf beiden Seiten des Tales miteinander ab. Am Tosafall steht Lebendun-Gneis an, der die 143 m hohe Felswand bildet. Dann weiter talaufwärts folgen nur noch Dolomit und Kalkschiefer, und bei Kehrbächi streicht das Tal nach NW, während Val Toggia über die Häuser von „Im Moos" heraufführt.

Der Dolomit bei Tuffwald.

Tuffwald gegenüber ist auf der geologischen Karte ein Zipfel Trias verzeichnet, der, in den Jura eingekeilt, auch den Gneis tangiert. An dieser Stelle waren deshalb wichtigere Aufschlüsse zu erwarten. Das Gebiet zwischen dem Lebendunbach und dem Weg nach C. Canala einerseits, sowie zwischen Tuffwald und dem Bedriolbach andererseits, wurden eingehender untersucht. Die geologische Karte weist hier einige kleine Unrichtigkeiten auf, die aber wohl auf die mangelhafte topographische Grundlage zurückzuführen sein dürften, worauf ich später noch zu sprechen kommen werde.

Die Steilwände Tuffwald gegenüber sind großfeldspätiger Augengneis, der auf den Schieferungsflächen Anhäufungen von Muskovithäuten führt. An manchen Stellen ist er von aplitischen Linsen und Gängen, ferner von Quarzknauern in weitem Umfange durchsetzt; jedoch setzen erstere nicht mit der Regelmäßigkeit hindurch, wie bei den Blöcken hinter dem Hôtel in Foppiano. Die Umgrenzung des Gneises ist hier unrichtig, einerseits unten zu weit nach Norden vorgezogen, so daß es aussieht, als ob der Dolomit im Streichen von ihm abgeschnitten wäre, andrerseits aber im Gehänge zu weit hinauf gezogen; denn die auf der Karte eingezeichnete Felswand besteht schon aus Gneis. Die Gneisfelsen bei der Quelle am Anfang des Weges nach C. Canala sind noch anstehend. Gegen den Dolomit hin geht der Antigoriogneis in einen dunklen, biotitreichen Gneis über, der nicht mehr die großen Feldspataugen zeigt und stark von Quarzgängen durchsetzt ist. Der Dolomit selbst ist zuckerkörnig und von gelblicher bis blaugrauer Färbung. Direkt am Kontakt mit dem Gneis findet sich sehr viel Tremolit, der oft ganze Nester bildet. Skapolith konnte ich nur im Dolomitbruch nachweisen und zwar dort auch nur in den dem Gneis benachbarten Partien, zusammen mit Tremolit und Phlogopit. Den Dolomit durchadern viele Quarzschnüre, die deutlich herauswittern. Über ihm nimmt der Gneis einen etwas quarzitischen, deutlich geschichteten Habitus an. Der Gneis-Dolomit-Kontakt selbst ist an den westlich von dem eben erwähnten Bruch gelegenen Dolomitfelsen am besten aufgeschlossen. Der Übergang von Dolomit in Kalkschiefer verläuft über einen stark kristallinen weißen, zum Teil blauen Marmor, der auf seinen Schichtflächen äußerst viel Phlogopit in Lagen führt, neben zahlreichen kleinen nesterartigen Einlagerungen von Tremolit. Der Kontakt mit dem Gneis ist aber nur an den wenigsten Stellen aufgeschlossen. Die Fort-

setzung des Dolomites nach dem Rio Felti zu und seine Einlagerung im Kalkschiefer, wie es die Karte darstellt, beruht auf Konstruktion; denn sie ist tatsächlich durch Moräne und Gehängeschutt ganz verdeckt. Auch die Topographie ist hier nicht fehlerfrei. Der kleine Bach, der zwischen dem Dolomitbruch und dem Rio Felti dem Toce zuströmt, ist nicht eingezeichnet, statt dessen ist eine Abzweigung des Rio Felti nach SO eingetragen, die gar nicht existiert, und in der Gabel steht auf einem kleinen Hügel ein Haus, das ebenfalls nie da war.

In seinem unteren Teil ist der Rio Felti in Moränen und Aufschüttungsmaterial eingegraben; der Kalkschiefer ist das erste anstehende Gestein. Doch ist er nicht so mächtig, wie auf der geologischen Karte angegeben. Es ist ein ungemein stark gefältelter und aufgestauchter Kieselkalk, dessen härtere, quarzreichere Partien herauswittern und jene Fältelung daher ausgezeichnet zeigen (Fig. 2, Taf. IV). Weiter nach oben zu verliert der Kieselkalk seinen quarzitischen Habitus, führt aber noch viele Quarzknauer und wird von aplitischen Intrusionen durchsetzt. Leider lassen sie sich nicht weiter verfolgen, sondern verschwinden nach 4—5 m im Bachschutt. Auch sie sind von vielen Quarzknauern begleitet und stark Biotit-führend. Steigt man im Kalkschiefer noch weiter herauf, so bemerkt man besonders auf der linken Seite, daß er ziemlich große, linsenartige, dolomitische Einlagerungen besitzt. Diese sind vielleicht das Ende des Dolomitzuges, der vom Weg nach C. Canala hier herübersetzt. Wenig höher und auf derselben Seite fallen zwei dunkle, den Kalkschiefer durchsetzende Bänder auf, die eine Mächtigkeit von ca. 60 cm besitzen und an ihm Stauchwirkungen hervorgebracht haben (Fig. 1, Taf. V). Es sind Biotit-führende Aplite. Eine Kalkbedeckung darüber konnte ich auf dieser Seite des Baches nicht konstatieren, doch ist sie wahrscheinlich hier durch Erosion entfernt; denn auf der anderen Bachseite, wo die aplitischen Einlagerungen nicht in solcher Mächtigkeit auftreten, liegt darüber noch Kalkschiefer. Der Gneis ist am Kontakt ungefähr 40 cm weit schiefrig entwickelt und biotitreich, geht aber dann sofort in reinen Antigoriogneis über. Die Mächtigkeit des Gneises mag ungefähr 25—30 m betragen, und zwar ist er typischer Antigoriogneis. Dann aber machen sich die Einflüsse des überlagernden Amphibolits geltend. Der Gneis geht in einen fein struierten Biotitgneis über, zahlreich durchsetzt von kleineren Quarzknauern und Quarzgängen und wird Hornblende-führend. Sodann folgt rascher Übergang in Amphibolit, der zuerst noch besonders große Biotite führt, allmählich aber einen feineren Habitus annimmt. Die Amphibolit-Zone ist sehr breit und geht nach oben zu in der gleichen Weise, wie oben beschrieben, in den Gneis über. Im Gneis setzen vereinzelt pegmatitartige Gänge auf. Da das ganze Gebiet intensiv bewaldet und verschüttet ist, sind gute Kontaktaufschlüsse selten. Die quarzitische Zone, die unter dem Gneis liegt, tritt gegen den Lebendunbach hin hervor. Sie besteht aus

mächtigen reinen Quarziten, die nur lokal und ganz vereinzelt sandsteinartig entwickelt sind. Sie spalten häufig in Säulchen von rhombischem Querschnitt.

Ein ähnlicher Quarzit steht auf der anderen Talseite zwischen Tuffwald und dem Bedriolbache an, aber der Dolomit fehlt hier gänzlich. Gleich hinter Tuffwald, wenige Schritte hinter dem Gemeindewaschhaus, steht ein echter Kieselkalk an. Darüber ragen die Quarzitfelsen schroff empor. Die Quarzitwand ist unten bequem begehbar und zeigt eine Ausbildung, wie ich sie sonst nirgends mehr im Simplongebiete getroffen habe. Die Absonderungsformen des Quarzites unterliegen an der hohen Felswand einem eigentümlichen Wechsel (Fig. 2, Taf. V). Vorn, in der Mitte, fallen bis 1 m große schalige Kugeln auf, auf der rechten Seite herrscht eine großplattig-schalige und auf der linken eine kurzklüftige Absonderung vor. Zwischen den Kugeln laufen festere bandartige Lagen, abwechselnd mit solchen eines porösen, sandsteinartigen Quarzites. Der Kontakt zwischen Kalk und Gneis ist zwischen Tuffwald und dem Bedriolbach nirgends gut aufgeschlossen. Die Wände im Bedriolbachbett sind zu steil und manchmal so dicht bewachsen, daß es unmöglich ist, an den Kontakt heranzukommen. Doch nach den abgestürzten Blöcken zu schließen, wird der Quarzit, der weiter nach oben zu wohl gebankt ist, noch vom Kalk überdeckt. Über diesem liegt dann erst der Antigoriogneis.

Die angeblichen Gerölle vom Tosafall.

Aplitische geröllähnliche Bildungen, wie diejenigen von Lavin oder Zwischenbergen, fehlen im Antigoriotale vollständig; im Val Formazza hingegen treten im Lebendun-Gneise meist an der Grenze gegen die Sedimente Bildungen auf, die sich als aplitische linsenförmige Einlagerungen im Lebendungneis bestimmen lassen. C. Schmidt schreibt darüber in seinen Erläuterungen pag. 12—13:

„Charakteristisch für den Lebendun-Gneis in seiner Gesamtheit sind Einlagerungen, die an Konglomerate erinnern. Diese im Durchschnitt meist elliptischen Einschlüsse werden oft mehrere Dezimeter lang. Sie häufen sich lagenweise. Ihr Gestein ist aplitartig. Manchmal sind diese geröllähnlichen Bildungen von Glimmer flaserig umsäumt, manchmal verschmelzen sie mit dem Nebengestein."

Ich kenne diese Bildungen aus eigener Anschauung von der Zone zwischen Capella del Cropalla und Alpe Ciamporino, dem Pizzo Teggiolo gegenüber, ferner die zwischen Thälihorn und Kastelsee liegende und die hier zu besprechende Zone, die unter dem Hôtel am Tosafall quer über den Weg streicht.

Der Lebendun-Gneis ist unter dem Tosahôtel ein ausgesprochener Zweiglimmergneis, der tektonisch stark beeinflußt sein dürfte, da sich im Gneis deutlich Streckungserscheinungen erkennen lassen. Damit dürfte dann

aber auch die Form einzelner Aplitlinsen in Zusammenhang gebracht werden, die spindelförmig, lang geschwänzt und gedreht erscheinen. Diese aplitischen Einlagerungen im Lebendun-Gneis, z. B. zwischen Thälihorn und Kastelsee, die das Gestein in weitem Maße durchsetzen, in Sedimentgesteinen hier aber nirgends auftreten, könnte man, nach den Eintragungen auf der geologischen Karte, für die gleichen oder doch sehr ähnliche, geröllartige, aplitische Einlagerungen halten, wie bei Lavin oder Zwischenbergen. Jedoch dürften sie ganz anderer Entstehung sein, wie diese. Die Lagerung der aplitischen Linsen im Lebendun-Gneis ist hauptsächlich in der Richtung der Schieferung. Ihre Umsäumung mit Glimmerhäuten erinnert an eine ähnliche Erscheinung im Antigoriotale, wo die schon erwähnten Aplitgänge hinter dem Hôtel in Foppiano den Antigoriogneis auf weite Erstreckungen hin durchsetzen. In den dortigen abgestürzten Blöcken zeigte sich, daß einzelne der Aplitadern salbandartige Glimmerausscheidungen auf beiden Seiten des Ganges aufwiesen.

Neben den Aplitgängen lassen sich im Gneis oft starke Glimmeranreicherungen beobachten, als Umrandung der Gänge meist Biotit; es erinnern diese Erscheinungen lebhaft an die Resorptionsgneise der Alpen. Über ihren weiteren Zusammenhang müßten genauere Untersuchungen Aufschluß geben; jedenfalls scheint der Name „Konglomerate“ für diese Aplitlinsen im Lebendungneise unzutreffend zu sein.

Was nun ihre Entstehung anbetrifft, so läßt sich schwer etwas Positives darüber sagen. Es können teils magmatische Differenziationserscheinungen im Gneise sein, teils aber auch nachträgliche aplitische Intrusionen in den Gneis, die in den dünnschichtigen Lebendun-Gneis eingedrungen und infolge der Inhomogenität des Gesteins zu solchen vereinzelten linsenartigen Bildungen umgeformt wurden.

A. Stella hat diese „Konglomeratgneise“ eingehend behandelt (Cenni geologici sulle nuove linee ecc. 1906).

Die Gneisapophyse bei „Im Moos“.

Geht man von Oberfrut (Tosafall) aus auf dem Wege nach dem San-Giacomo-Paß, so verläuft dieser, nachdem er bei der unter Punkt 2270 liegenden Triaslinse die höchste Höhe vor den Häusern von „Im Moos“ erreicht hat, eben weiter bis zu den dort befindlichen wenigen Hütten. Auf der geologischen Karte ist hier eine für die Altersbestimmung des Gneises wichtige Stelle nicht eingetragen worden. Wo auf der geologischen Karte die schmale Triaslinse eingezeichnet ist, stehen in Wirklichkeit Schiefer an, in denen jedoch ab und zu schmale Marmor- und Gypslager eingeschaltet sind. Gerade an der Nordspitze dieser Linse tritt in die Schiefer der Gneisgang hinein, den die nebenstehende Figur darstellt.

Der Gneis ist ungeschichtet und schließt auch Lagen von großen Biotitkristallen ein, die mit Quarz und Feldspat zusammen sich zu großen peg-

matitähnlichen Butzen verbinden und an der Gneis-Glimmer-Grenze große Cyanitknauer umschließen, wie auf Fig. 6 zu sehen ist (Fig. 6 u. 7). Der Gneis weist in vielen Fällen eine feine Fältelung auf; in der Nähe der

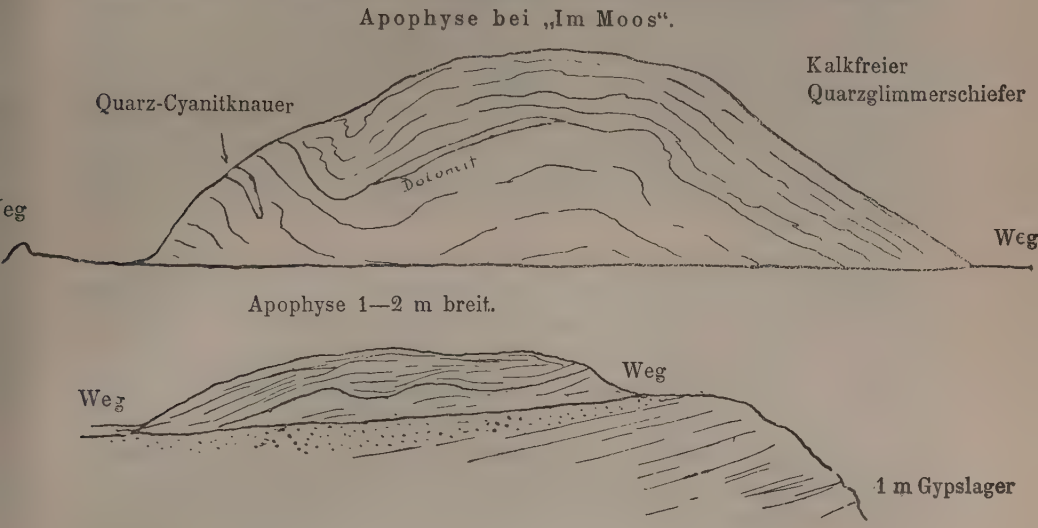


Fig. 6 u. 7.

Cyanitknauer ist er außerordentlich feinschiefrig und sehr biotitreich und zeigt dann gerade in diesen Lagen besonders schön jene Stauchungen. Die Ausbildung des pegmatitischen Teiles ist ein wirres Gefüge der schon erwähnten Mineralien. Der Biotit zeigt hier meist Neigung zur Chloritisierung. An der Wegbiegung nach „Im Moos" zu verschwindet die Apophyse, sich verschmälernd, im Schutt und war nicht mehr aufzufinden. Ihr Liegendes bildet gleichfalls Quarzglimmerschiefer, unter dem dann ein ca. 1 m mächtiges Gypslager folgt, das wohl zu der auf der Karte verzeichneten, schon erwähnten Triaslinse gehören dürfte. Oberhalb steht der Lebendun-Gneis an, und es wäre denkbar, daß der Gneisgang eine Apophyse desselben ist. Indessen ist dadurch nicht bewiesen, daß der Gang petrographisch dasselbe ist, er zeigt nicht so gut ausgebildete Bänderung. Auf alle Fälle haben wir es mit einem Gneisgang zu tun, der in die Schiefer eingedrungen, also jünger wie diese ist.

Petrographie: Val Formazza.

Die mikroskopische Untersuchung der Gesteine des Formazzatales beschränkte sich nur auf einige wenige Vorkommen, da die dort auftretenden größeren Gesteinsgruppen schon in den Erläuterungen zur geologischen Simplonkarte petrographisch zur Genüge klar gestellt sind.

Der Gneis am Kontakt mit dem Dolomit Tuffwald gegenüber enthält außerordentlich viel Biotit. Der Biotit tritt im Gestein in großen, stark

korrodierten Fetzen auf und ist neben Quarz und Feldspat der vorwiegendste Bestandteil. Sein Pleochroismus ist verschieden. Meist von hell- nach dunkelbraun. Manche Blättchen zeigen fast gar keinen Pleochroismus. Muskovit ist in kleineren Partien im Gestein überall verstreut. Quarz und Feldspäte sind die hauptsächlichsten Gesteinskomponenten. Der Quarz löscht immer stark undulös aus. Die Feldspäte, sowohl Alkalifeldspäte wie Plagioklase, zeigen öfters Neigung zu mikroperthitischen Strukturen. Die Ausbildung des Gesteines ist eine granulitische. Als accessorische Bestandteile kommen vor allem Titanit, Rutil, Epidot und Pyrit in Betracht.

Der Dolomitmarmor, der dicht daneben ansteht, führt sehr viel makroskopisch schon sichtbaren, rötlichbraunen Phlogopit. Der Phlogopit zeigt unter dem Mikroskop einen schwachen Pleochroismus von farblos nach lichtbräunlich. Er ist meist lagenweise im Gestein angeordnet. Als weitere schon makroskopisch sichtbare Übergemengteile lassen sich Tremolit und Skapolith nachweisen. Der Tremolit bildet lange, strahlige Nadeln, die sonnenartig angeordnet den Marmor oft ganz verdrängen. Mit dem Tremolit zusammen tritt fast stets Skapolith auf, der makroskopisch in wohl ausgebildeten, randlich in Glimmer umgewandelten Kristallen häufig vorkommt. Zoisit tritt ab und zu auf. Quarz findet sich im Marmor in einzelnen Körnern.

Der Marmor selbst, in dem die geschilderten Übergemengteile liegen, ist fein bis zuckerkörnig, gegen den Gneis hin oft ausgesprochen grobkristallin. Seine Farbe schwankt zwischen weiß-crêmefarben und blaugrau. Das häufig beobachtete Fehlen der Zwillingslamellierungen den Kalkspatindividuen berechtigt zur Annahme eines Dolomitmarmors; ein Aufbrausen des Gesteins mit verdünnter Salzsäure konnte nicht festgestellt werden.

Von weiteren Gesteinen zwischen Valdo und Tuffwald wurden nur noch die Quarzite in wenigen Schliffen untersucht.

Im Quarzit von Tuffwald, der durch seine kugeligen Absonderungsformen so auffallend ist, konnte ich makroskopisch Turmalin in grünen, bis 3 cm langen Kristallen nachweisen. Im Dünnschliff zeigt sich dieser Quarzit als ein äußerst fein struiertes Gefüge von Quarz und Feldspäten beider Gruppen, unter denen Mikroklin besonders hervortritt. Muskovit in Mikrolithen und schlierenartigen Zügen erfüllt das ganze Gestein. Hornblende ist neben Muskovit in den Schlierenzügen der Hauptbestandteil. Pyrit kommt ziemlich häufig vor und verursacht die Verrostungserscheinungen im Gestein. Neben Titanit und Rutil tritt Kalkspat in einzelnen Kristallen auf.

Im Quarzit von Valdo herrscht eine andere Gesteinsausbildung vor. Das Gestein besitzt ausgesprochene Pflasterstruktur und besteht fast nur aus Quarz, der durchweg undulös auslöscht. Dazwischen setzen zuweilen

vollkommen zertrümmerte Partien auf, die durch dolomitische Lösungen ausgeheilt sind, da sich an den Kristallen der Ausfüllungsmasse ein Mangel der Lamellen nach — $^1/_2$ R. bemerkbar macht. Titanit tritt in großen Nestern auf. Feldspäte ließen sich nicht nachweisen. Biotit kommt vereinzelt vor, Muskovit in kleineren Blättchen von im Allgemeinen paralleler Anordnung, beide zum großen Teil auch als Mikrolithe. Rutil und Pyrit sind weitere sicher bestimmbare accessorische Bestandteile. Als unsicher möchte ich das Auftreten von Turmalin, Granat und Apatit ansehen, da die Untersuchungen nur an äußerst kleinen Partikeln vorgenommen werden konnten.

Der Amphibolit über Valdo ist ein ausgesprochenes Hornblende-Biotitgestein. Quarz und Feldspat treten fast gänzlich zurück, und neben Hornblende und Biotit herrschen hauptsächlich Mineralien der Epidotgruppe vor. Daneben noch Titanit und Rutil, wobei sich der Titanit als Kern eines im Feldspat liegenden Kalkspates einige Male beobachten ließ.

An die Grenze zwischen Amphibolit und Gneis wären die pegmatitischen Gesteine zu stellen, die sich auf der Seite von Valdo finden. Es sind stark Biotit-haltige Pegmatite. Muskovit tritt sehr zurück. Quarz und Feldspäte beider Gruppen zeigen fast durchweg Mikropegmatitstruktur. Titanit und Rutil sind neben Pyrit die einzig sichtbaren accessorischen Bestandteile.

Wegen der mikroskopischen Untersuchung der „Lebendun-Konglomerate“ muß ich auf die erwähnte Arbeit von Stella verweisen, da mir kein Schliffmaterial von diesen Zonen zur Verfügung stand.

Die Gneisapophyse von „Im Moos“ zeigt sowohl Alkalifeldspat wie auch Plagioklas. Biotit und Quarz sind in der pegmatitischen Grundmasse die Hauptvertreter. Muskovit herrscht überall im Gestein in Form von Mikrolithen vor, war in größeren Partien jedoch nicht nachweisbar. Epidot und Rutil sind hier und da zu finden. Als hauptsächlichster accessorischer Bestandteil kommt aber Cyanit in Betracht, der schon makroskopisch große Knauer in der Apophyse bildet. Im Dünnschliff ist er schwach bläulich gefärbt, und nur einzelne Partien zeigen stärkere Färbung. Einschlüsse in ihm fehlen fast vollständig.

V. Über die Entstehung und Bedeutung der Gneisapophysen und -einschlüsse in den Kalkgesteinen.

Zwei Arten von „Geröllen“ sind, abgesehen von den Lebendun-Gneiskonglomeraten, in den vorigen Abschnitten besprochen worden; es erübrigt hier nur noch einmal auf ihre Entstehung zusammenfassend einzugehen.

Die aplitischen angeblichen „Gerölle“ von Lavin und Zwischenbergen bilden die eine, die bei Eisten an der Simplonstraße und die zwei „Geröllzonen“ bei „Im Stafel“ bilden die andere Gruppe.

Lavin und Zwischenbergen.

Sowohl bei Lavin als auch bei Belleg konnten Apophysen nachgewiesen werden, die aus der aplitischen Randfacies des Antigoriogneises in den Marmor hinübersetzen. Die Entstehung der „Geröllzonen" wird wohl in der Hauptsache auf größere aplitische Intrusionen zurückzuführen sein, während kleinere Nachschübe allenthalben am Kontakt noch stattfanden.

Die bei Lavin am Kontakt eingeschaltete „geröllfreie" Marmorbank legt die Vermutung nahe, daß hier lagergangähnliche Bildungen in Frage kommen.

Neben den zur Entstehung eines Lagerganges notwendigen Bedingungen bespricht F. von Wolff in seinem Buche „der Vulkanismus" auch den Intrusionsmechanismus eines Lagerganges solchen:

> „Zum Zustandekommen eines intrusiven Lagerganges müssen vor allem zwei Bedingungen erfüllt sein:
>
> Erstens muß das Gestein, das einen Lagergang aufnehmen kann, bestimmte Eigenschaften besitzen. Seine Homogenität muß durch Unstetigkeitsflächen oder Flächen geringsten Widerstandes unterbrochen sein, in welche das Magma eindringen und wie ein Keil auseinandertreibend wirken kann. Alle Gesteine mit Strukturebenen, wie Sedimente mit ihren Schichtflächen, Schiefer mit ihren Schieferungsflächen, eignen sich zur Aufnahme eines Sills ganz besonders. Die zweite Vorbedingung zur Bildung eines Lagerganges ist eine bestimmte Leichtflüssigkeit des intrudierenden Magmas."

Inwieweit diese Bedingungen für die „Geröllzonen" von Lavin und Belleg in Betracht kommen, soll im Nachfolgenden ausgeführt werden.

Das leichtflüssige aplitische Magma ist in kleineren Gängen durch die überlagernden nächsten Sedimentschichten hindurchgestiegen und hat sich dabei teilweise schon auf der dem Aplitrand am nächsten benachbarten Schichtfuge des Sedimentes, sowie in den darüber liegenden lagerartig ausgebreitet. Durch die inhomogene Zusammensetzung des Sedimentes, d. h. durch Schichtfugen mit größerer oder geringerer Plastizität, sowie durch Ein- und Aufschmelzen von Teilen desselben durch den Aplit, wird eine unregelmäßige Gestaltung des Lagerganges bedingt, so daß er in an- und abschwellenden Partien verläuft. Die zwischen den größeren aplitischen Linsen verstreut liegenden kleineren Partikel können zum Teil als Neubildung im Sediment infolge magmatischer Exhalationen aufgefaßt werden. Gerade die auf Tafel I mit g bezeichnete gegabelte Linse läßt sehr deutlich den intrusiven Charakter dieser aplitischen Bildungen erkennen. Nachträgliche tektonische Vorgänge, z. B. Gebirgsfaltungen können noch an der Veränderung der Aplite insofern mitgewirkt haben, als sie dieselben weiter ausquetschten und zusammendrückten. Die Aplite liegen, von minimalen Diskordanzen abgesehen, im Allgemeinen im Streichen der Sedimente.

Eisten-„Im Stafel".

Die andere „Geröllgruppe", die die Zonen von Eisten und Im Stafel umfaßt, unterscheidet sich von den beiden eben besprochenen sehr wesentlich.

Das Material dieser Zonen stellt, wie schon erwähnt, einen sehr sauren Aplit dar, bei welchem sich jedoch nirgends einen direkten Zusammenhang mit dem Gneis nachweisen ließ. Die „Gerölle" sind zum Teil große, brotlaibartige Formen, so bei Eisten im Kalkschiefer, zum Teil sind es aplitische Linsen in oft enger Aneinanderlagerung. In der oberen Zone, die quer über den Stafelbach hinwegstreicht, fand ich eines dieser angeblichen Gerölle stark S-förmig gebogen, während die andern meist eine langgestreckte Linsenform besaßen. Die Zonen verlaufen hier in einem an der Oberfläche stark zermürbten Kalkschiefer, und zwar im Streichen desselben. Es fehlt ihnen der kontinuierliche Zusammenhang einzelner Linsen durch dünnere aplitische Verbindungsglieder. Das Fehlen dieser Erscheinungen führe ich auf die Verschiedenheit des Sedimentmaterials zurück. Bei Lavin und Zwischenbergen, wo der Aplit in einem fast reinen Marmor auftritt, sind die Zusammenhänge der einzelnen Linsen untereinander deutlich sichtbar. Bei Eisten und „Im Stafel", wo diese Zonen im Kalkschiefer aufsetzen, fehlen sie vollständig. Ich erkläre diese Erscheinung folgendermaßen:

Die urprünglichen Sedimente wurden beim Aufsteigen des granitischen Magmas kontaktmetamorph verändert, in der Weise, daß rein kalkige Sedimente Marmor ergaben, die kalkig-mergeligen in Kalkschiefer umgewandelt wurden. Der Marmor setzte dem eindringenden Aplit einen größeren Widerstand entgegen und ließ das aplitische Magma erst durch Einschmelzen in den Schichtfugen einen Weg sich bahnen. Der Kalkschiefer hingegen verhielt sich dem Eindringen des Aplits gegenüber weit elastischer infolge der Inhomogenität seiner Zusammensetzung und ließ das aplitische Magma fast durchweg in gleicher Mächtigkeit eindringen. Die laibartigen Formen können teilweise durch Erkaltungserscheinungen bedingt, teilweise durch gebirgsbildende Vorgänge hervorgerufen sein.

Die bisherige Annahme, diese „Gerölle" seien durch Transgression entstanden, läßt sich für die „Geröllzonen" von Lavin und Belleg nicht festhalten; dagegen liefert die mikroskopische Untersuchung zu deutliche Gegenbeweise. Für die Zonen Eisten-„Im Stafel" mindestens ist sie auch sehr in Frage gestellt. Es läßt sich an letzteren Orten am Gneis nirgends eine aplitische Randfacies nachweisen, ebenso fehlen in diesen Zonen gerollte Stücke typischen Gneises vollständig. Der Gneis selbst trägt meist eine vollkommen frische Oberfläche zur Schau, die nicht auf ein langes Festlandsdasein schließen läßt, wie ein solches Voraussetzung für eine Geröllbildung wäre.

Zu erwähnen ist hier noch das Vorkommen geröllähnlicher, typischer Gneispartien im Kalkschiefer von Eisten an der Simplonstraße und von der Wasserleitung 1 bei „Im Stafel", wo die langgestreckten Gneislinsen im Streichen der Kalkschiefer eingebettet liegen. Sie sind als nachträglich bei der Gebirgsbildung zerrissene Apophysen des Gneises in die Sedimente anzusehen. Vielleicht sind es auch, da die auseinandergesprengten Stücke fast immer im Streichen der Schiefer liegen, lagergangartige Bildungen.

Die Gneisapophyse bei „Im Moos", bei der ein direkter Zusammenhang mit dem Lebendun-Gneis nicht nachzuweisen war, sowie die aplitischen Pseudokonglomerate von Lavin und Belleg und die geröllähnlichen Gneiseinlagerungen im Kalkschiefer von Eisten und der Wasserleitung 1 bei „Im Stafel" sind insofern für die Altersfrage des Simplongneises von Bedeutung, als durch sie bewiesen wird, daß der Gneis Apophysen in die Sedimente entsendet. Daher ist sein Alter nicht als prätriadisch, sondern als posttriadisch anzunehmen.

VI. Über die Entstehung der Kontaktmineralien.

1. F. Zirkel: Lehrbuch der Petrographie.
2. C. Doelter: Handbuch der Mineralchemie, I, pag. 328—400.
3. U. Grubenmann: Die kristallinen Schiefer.
4. U. Grubenmann: Mineral- und Gesteinsbildung auf dem Wege der Metamorphose. Handwörterbuch der Naturwissenschaften, VI, pag. 934—944.
5. F. Becke: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. I. Denkschrift der Wiener Akademie, 7. Mai 1903.
6. J. H. L. Vogt: Der Marmor in Bezug auf seine Geologie, Struktur und seine mechanischen Eigenschaften. Zeitschrift f. prakt. Geologie, 1898, pag. 4 und 43.
7. B. Lindemann: Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Carbonatgesteinen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Entstehung und Struktur, pag. 267 ff.
8. E. Weinschenk: Grundzüge der Gesteinskunde.
9. E. Weinschenk: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer.
10. E. Weinschenk: Vergleichende Studien über den Kontaktmetamorphismus. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1902, Bd. 54, pag. 441—479.
11. H. Preiswerk: Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel, 1913.

Eine Reihe von Tatsachen wurde im Verlaufe der vorliegenden Arbeit beigebracht, um das jugendliche Alter der Gneise zu beweisen. Unter anderem wurde besonders auf eine Reihe von Kontaktmineralien hingewiesen, die zum Teil bereits makroskopisch sich nachweisen lassen.

In Kürze seien sowohl die makroskopisch wie mikroskopisch bei der Untersuchung gefundenen Kontaktmineralien nochmals zusammengefaßt:

Granat, Tremolit, Skapolith, Epidot, Zoisit, Klinozoisit, Turmalin, Titanit, Rutil, Staurolith, Disthen, Apatit, Phlogopit, Hornblende, Muskovit (Serizit), Biotit, Quarz, Chlorit.

Zwar ist nach älterer Auffassung mit dem Worte Kontaktmineral das Altersverhältnis zwischen dem Gestein, das die Mineralien birgt, und dem Bringer der Mineralien bereits festgelegt. Trotzdem ist im vorliegenden Falle die Frage, welche von diesen Mineralien auf Kontakt- und welche auf Dynamometamorphose zurückzuführen sind, eigens zu besprechen. Denn die Legende der geologischen Simplonkarte erklärt den in diesem Gebiete auftretenden Gneis als einen prätriadischen, teils Ortho-, teils Para-Gneis. Für unsere Arbeit kommt nur der Kontakt zwischen Orthogneisen und Jura- oder Triasgesteinen in Betracht.

Die Annahme, daß die Sedimente jünger, und zwar bedeutend jünger als der Gneis sein sollen, schaltet ohne weiteres den Gedanken an Kontaktmetamorphose aus; er wird auch von den Herausgebern der Simplonkarte abgelehnt. In seiner letzten Arbeit hat Preiswerk diesen Gesichtspunkt sogar noch ganz besonders betont und auch begründet; er schreibt:

> „Typische Kontakthöfe vermögen nur dann sich zu bilden, wenn solche Eruptivmassen ihre regionalmetamorphe Hülle verlassen und in höhere, wenig metamorphe Teile der Erde empordringen. Der dem Dioritstock von Traversella consanguine Tonalit der Adamellogruppe liefert dafür ein schönes Beispiel.
>
> Gerade solche Erscheinungen fehlen aber dem Simplongebiete vollständig, und wir müssen aus geologischen Gründen die Bezeichnung „Kontaktmetamorphose" für die Umwandlungserscheinungen in den Triassedimenten des Simplontunnels, trotz der Auffindung sogenannter „Kontaktmineralien", ablehnen."

Hiermit wird zugegeben, daß sich Mineralien finden, die man früher als typische kontaktmetamorphe Mineralien zu bezeichnen pflegte; doch spricht ihnen Preiswerk jede entscheidende Bedeutung ab.

Ich glaube in den vorhergegangenen Kapiteln gezeigt zu haben, daß für eine Anzahl von Stellen ein prätriadisches Alter des Gneises sich nicht mehr behaupten läßt, sondern daß der Gneis, da er in die Sedimente Apophysen und wohl auch Lagergänge entsendet, ein mindestens posttriadisches Alter besitzen muß. Da er nun jünger als die ihn zunächst überlagernden Sedimente ist, so liegt die Wahrscheinlichkeit sehr nahe, daß er die Sedimente kontaktmetamorph beeinflußt hat und daß es hierbei zur Bildung kontaktmetamorpher Mineralien gekommen ist.

Die Gründe, die Preiswerk veranlassen, von der Einwirkung der Kontaktmetamorphose abzusehen und nur Dynamometamorphose für die Umwandlung der Sedimente anzunehmen, sind folgende:

1. Der prätriadische Orthogneis kann unmöglich Trias- und Jurasedimente kontaktmetamorph beeinflußt haben; für die Umwandlung dieser Sedimente kommt also nur Dynamo-(Regional-)metamorphose in Betracht.

2. „Die Metamorphose der gesamten Region vom Rhônetal bis zum Amphibolitzug von Ivrea kann nicht als Kontaktwirkung der nur ganz im Süden auftretenden jungen Eruptivmassen angesehen werden. Wir haben vielmehr in dieser Region Resultate einer allgemeineren Metamorphose, deren Produkte in verschiedene, nach Tiefenstufen zu gliedernde Zonen sich scheiden. Sie muß als Regional-Metamorphose bezeichnet werden."

Der letzten Annahme widersprechen die Untersuchungen B. Lindemanns am Marmor von Crevola, nördlich von Domodossola. Der Marmor gehört nach der geologischen Simplonkarte der Trias an und bildet, zusammen mit granatführenden, hornfelsartigen, jurassischen Schiefern, die Sedimentbegrenzung der Wurzelregion des Lebendun-Gneises.

In diesem Marmor hat Lindemann typische kontaktmetamorphe Mineralien gefunden; z. B. Tremolit, Phlogopit, Zoisit, Rutil u. a. m. Gerade von Tremolit und Phlogopit, die nach Ansicht Beckes und Grubenmanns in die mittlere und obere Zone der Dynamometamorphose zu stellen sind, sagt Lindemann:

„Das Vorherrschen von Phlogopit, sowie das gelegentliche Auftreten von Zoisit, lichtem Augit und Tremolit, beweist eine Einwirkung kontaktmetamorphischer Agentien auf den Dolomit von Crevola, eine Tatsache, die schon infolge seiner Lage mitten zwischen den vom Simplongranit metamorphisierten und injizierten Schiefern keinen Zweifel mehr zuläßt."

Nun ist aber der Marmor von Crevola ein Teil jenes „schmalen Triasbandes, das die jurassischen Kalkschiefer mit erstaunlicher Regelmäßigkeit auch in den schmalsten Mulden an ihrer Grenze gegen die Gneise begleitet".

Die jurassischen Kalkschiefer sind fast durchweg hornfelsartig und granathaltig, Tatsachen, deren Entstehung eher auf kontaktmetamorphe Einwirkungen als auf Dynamometamorphismus zurückzuführen ist. Ein Vorkommen von hornfelsartigen Kalkschiefern, die durch Dynamometamorphose entstanden sind, ist mir nicht bekannt.

Granat ist eines der häufigsten kontaktmetamorphen Mineralien. Er entsteht jedoch auch durch Dynamometamorphose. Sein Auftreten in hornfelsartigen Gesteinen macht seine Entstehung auf kontaktmetamorphem Wege zugleich mit der Entstehung der Hornfelsstruktur für wahrscheinlich.

Ein Analogon zum Marmor von Crevola bleibe hier nicht unerwähnt. Derselbe Trias-Jura-Zug läßt sich am Lebendun-Gneis entlang weiter nach Westen zu verfolgen und bildet die den Lebendun-Gneis zwischen Serra und Belleg begrenzenden Sedimentzüge gegen den Antigoriogneis hin. Neben den dort auftretenden angeblichen Geröllen, die ich als lagergangähnliche aplitische Intrusionen des Gneises in die Sedimente zu erklären versucht habe, sowie neben zwei aplitischen Apophysen in den Marmor,

läßt sich, wie schon im zweiten Abschnitt erwähnt, Tremolit in großen Nestern nachweisen; ferner geben die stark umgewandelten, granatführenden, hornfelsartigen Juraschichten Zeugnis von einer sehr heftigen Metamorphose, für die man, analog zu der von Lindemann über den Marmor von Crevola abgegebenen Erklärung die Deutung als Kontaktmetamorphose geben kann.

Der Gedanke eines jüngeren Alters der Simplongneise wurde schon vor einer Reihe von Jahren geäußert, hat seitdem auch immer mehr Anhänger gefunden.

Was die mesozoischen Sedimente anbetrifft, die im Simplongebiete auftreten, so schreibt Preiswerk in seiner Arbeit über „Die metamorphen Triassteine im Simplontunnel" Folgendes über sie:

> „Besonders ist zu betonen, daß die von uns als „mesozoisch" gedeuteten Sedimente mit den Gneisen überall so in Kontakt treten, daß den Gneisen ein höheres Alter zukommen muß. Jede Erscheinung der typischen Kontaktmetamorphose in Gestalt von Kontakthöfen um nachweisbare Eruptivzentren fehlt in dieser Region vollständig."

Beweise, die sich gegen ein höheres Alter der Gneise gegenüber den mesozoischen Sedimenten im Simplongebiete richten, wurden im Verlaufe der Arbeit durch den Nachweis von Apophysen und Lagergängen der Gneise in die Sedimente beigebracht.

Die Trennung zwischen Trias und Jura, die auf der geologischen Simplonkarte markant hervortritt, wurde in den allermeisten Fällen dadurch herbeigeführt, daß die Höhe der Kristallinität der umgewandelten Sedimente als Gradmesser für die stratigraphische Bestimmung diente.

Die dem Gneis am nächsten liegenden Sedimente weisen meistens einen höheren Grad der Metamorphose auf (und zwar einer dynamo-regionalen Metamorphose im Sinne von Schmidt und Preiswerk), als die weiter von ihm entfernt liegenden, die unter geringerem Druck von oben durch überlastende weitere Sedimente nicht so stark umgewandelt wurden.

Auf diesem Unterschiede in der Umwandlung baut sich, wie schon gesagt, in den meisten Fällen die Trennung zwischen Trias und Jura auf. Paläontologisch einwandfrei nachweisen durch bestimmbare Fossilien ließ sich die Trias im Simplongebiet bis jetzt noch nicht. An den Stellen, wo sie als Gips, Rauchwacke oder Dolomit auftritt, analog ähnlichem Vorkommen in benachbarten Gebieten, können es wirkliche triadische Ablagerungen sein. Aus dem Grade der Umwandlung eines Gesteins aber läßt sich ohne paläontologische Stützpunkte ein Formationswechsel nicht feststellen.

Daß gerade am Kontakt mit dem Gneis die Sedimente am meisten kristallin und metamorph auftreten, scheint mir, unter der Annahme eines Gneises von jüngerem Alter als das der Sedimente, Beweis für eine Kontaktmetamorphose zu sein.

Vogt äußert sich über ähnliche Erscheinungen folgendermaßen:

„Am weitesten entfernt von der Eruptivgrenze ist der gewöhnliche kristalline und etwas unreine Kalkstein stärker bituminös, wie sonst in dem Distrikt; etwas näher der Grenze, jedenfalls in einigen Fällen in einer Entfernung von rund $^1/_2$ km, ist die kohlige Substanz mehr oder weniger zu Graphit umgewandelt worden; noch näher der Grenze verschwinden der Graphit und die übrigen kohligen Bestandteile nach und nach, und in der intensivsten Kontaktzone selbst (mehrmals rund 0,1 km Breite, bisweilen auch darunter) ist der Marmor oft gänzlich schneeweiß geworden, ohne jede fürs Auge nachweisbare Spur von kohliger Substanz, jedoch auch hier wahrscheinlich nicht absolut chemisch frei von einer letzteren spurenhaften Beimischung einer organischen Verbindung."

Dieses Zitat bezieht sich auf ein norwegisches Marmorvorkommen, hat aber für die stratigraphische Beurteilung der Sedimentschichten im Simplongebiete eine gewisse Bedeutung. An vielen, nicht an allen Gneis-Sediment-Kontakten konnte ich die Beobachtung machen, daß die Kalkschichten in rein weißen, zum Teil auch blaugrauen, kompakten Marmor umgewandelt waren. In diesen, direkt an den Gneis angrenzenden Zonen wurde das Auftreten kontaktmetamorpher Mineralien am häufigsten beobachtet. In einiger Entfernung vom Kontakt geht der kompakte Marmor in den meist blätterigen Kalkglimmerschicfer über, in dem jedoch vereinzelt reine Marmoreinlagerungen vorkommen.

Aus der Höhe der Kristallinität der Sedimente am Kontakt mit einem jüngeren Eruptivgestein läßt sich, wie schon oben erwähnt, ohne paläontologische einwandfreie, bestimmbare Funde, eine Trennung zweier Formationen nicht durchführen; viel wahrscheinlicher ist es hingegen, daß die am stärksten kristallinen Partien der Sedimente, die fast stets am Gneiskontakt auftreten, als die Kontaktzone des Gneises anzusehen sind, umsomehr deswegen, als in ihnen Mineralien gefunden wurden, die bis jetzt als zweifellose Indikatoren einer Kontaktmetamorphose gegolten haben, nämlich: Tremolit, Phlogopit, Skapolith, Turmalin, Disthen, Granat, Orthit.

Diese Auffassung führt dann in den meisten Fällen zur Eliminierung der Trias, sodaß mit dem Gneis nur jurassische Ablagerungen in Kontakt treten, mit Ausnahme der Stellen, wo eine Annahme der Trias als Rauchwacke, Gips oder Dolomit als berechtigt erscheint.

Daß an einigen Stellen die jurassischen Kalkschiefer ohne Zwischenschaltung des „gelben Triasbandes", also einer Zone höherer Kristallisation, mit dem Gneis in Kontakt treten, kann als Beweis für das Fehlen typischer Kontakthöfe, das Preiswerk am Schlusse seiner mehrfach genannten Arbeit betont, gedeutet und als Negierung einer Kontaktmetamorphose angesehen werden.

Es sind jedoch Fälle bekannt, daß Granite nach einer Seite hin ausgesprochen kontaktmetamorph gewirkt haben, nach einer anderen gar keinen derartigen Einfluß ausgeübt haben. Zirkel erwähnt in seiner Petrographie Band I, pag. 587, „das Granitmassiv von Huelgoat in der Bretagne, welches im Silur und Devon nur auf der Ostseite Veränderungen hervorbrachte, die selbst bis auf 3 km Entfernung reichen, während auf der Westseite sich nichts dergleichen zeigt. Um den Granit des Elsässer Belchen sind im Grauwackenschiefer Kontakterscheinungen bisher nicht nachgewiesen worden."

Über solche Vorkommnisse schreibt Weinschenk allgemein in seinen „vergleichenden Studien über Kontaktmetamorphose", daß bei der Metamorphose von Tonschieferkomplexen neben Schichten, welche das höchste Stadium der Metamorphose erreicht haben, sich gleich solche finden lassen, welche auf einer scheinbar niedrigeren Stufe der Metamorphose stehen geblieben sind. Oft sind auch Zwischenlagerungen vorhanden, welche überhaupt keine Spur von Umwandlung erkennen lassen.

Daß die Bedingungen, unter denen eine Eruptivmasse sich kontaktmetamorph am Nebengestein äußern kann, von einer Reihe von Faktoren abhängig sind, die in ein und demselben Magma Unterschiede zeigen können, ist eine hinlänglich bekannte Tatsache. Daß es ferner nicht immer zur Bildung solch ausgesprochener Kontakthoferscheinungen kommen muß, wie sie Preiswerk vom Dioritstock von Traversella oder dem Tonalit des Adamello erwähnt, läßt sich vielleicht am besten aus einer Stelle aus der eben erwähnten Arbeit Weinschenks entnehmen. Es heißt da:

> „Im Allgemeinen werden wir zwar einen gewissen Zusammenhang zwischen der Ausdehnung der Kontaktzonen und der Mächtigkeit des Intrusivgesteins nicht verkennen dürfen, doch ist derselbe weit entfernt davon, wirklich gesetzmäßig zu sein. Wir können uns denken, daß eine enorm mächtige Masse, die verhältnismäßig arm an Mineralbildnern war und in der Temperatur der Kristallisation schon ziemlich nahe stand, als sie zwischen die Schichten eindrang, in wenig intensiver Weise und nur auf geringe Entfernungen hin kontaktmetamorphisch verändernd einwirkte, während ein viel weniger umfangreiches Magma, das überladen mit mineralbildenden Agentien in stark überhitztem Zustande empordrang, sehr viel weitergehende Umwandlungen hervorbrachte."

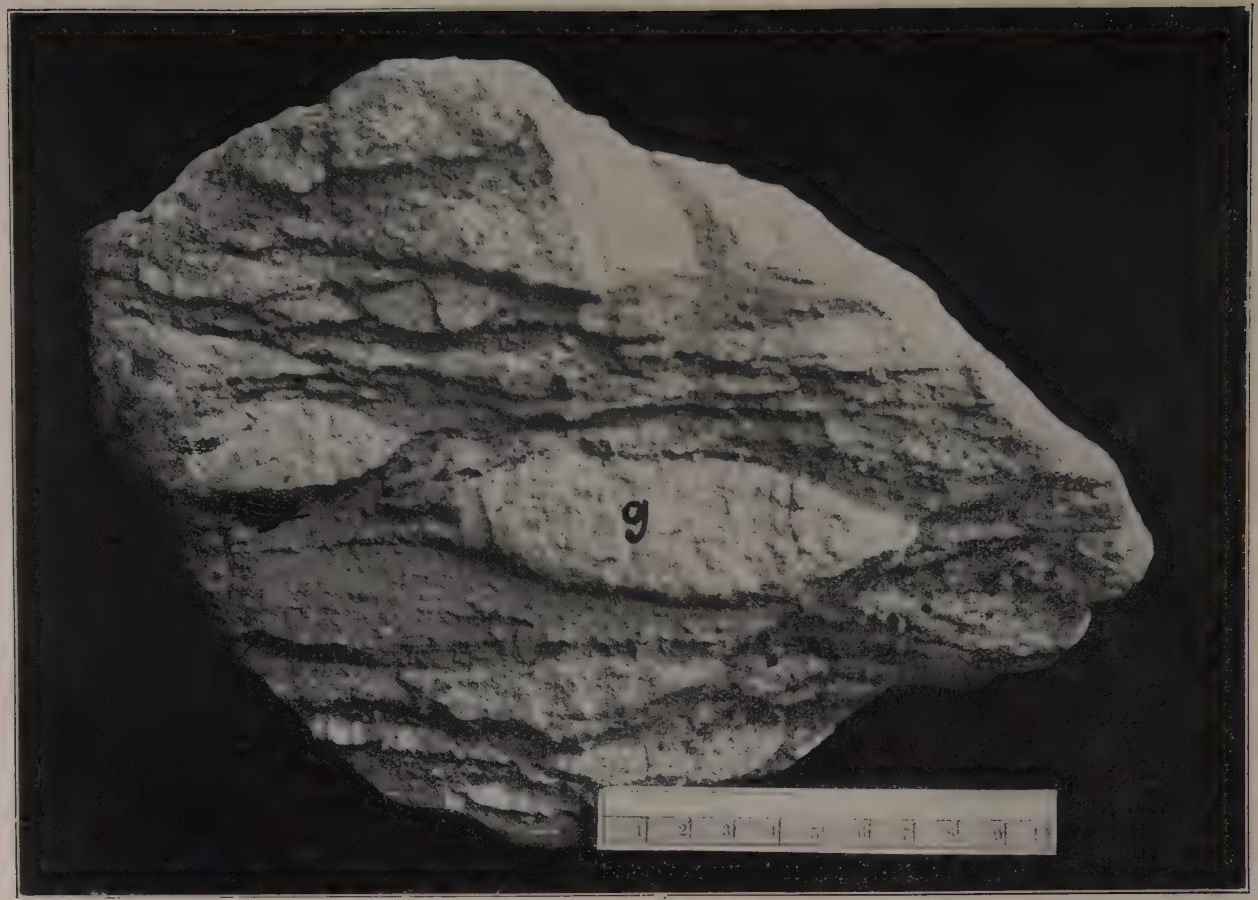
In wie vielen Fällen nun im Einzelnen das Auftreten der Kontaktmineralien dynamometamorpher oder kontaktmetamorpher Entstehung ist, kann ich nicht entscheiden; in den Fällen aber, wo kontaktmetamorphe Mineralien neben Erscheinungen auftreten, die auf Kontaktmetamorphose zurückzuführen sind und bis jetzt als Ausdruck dieser Metamorphose gegolten haben, kann ich an eine Dynamo- oder Regionalmetamorphose nicht glauben.

Schließen aber möchte ich mit einem Worte Weinschenks, das gerade für das Simplongebiet gemünzt zu sein scheint:

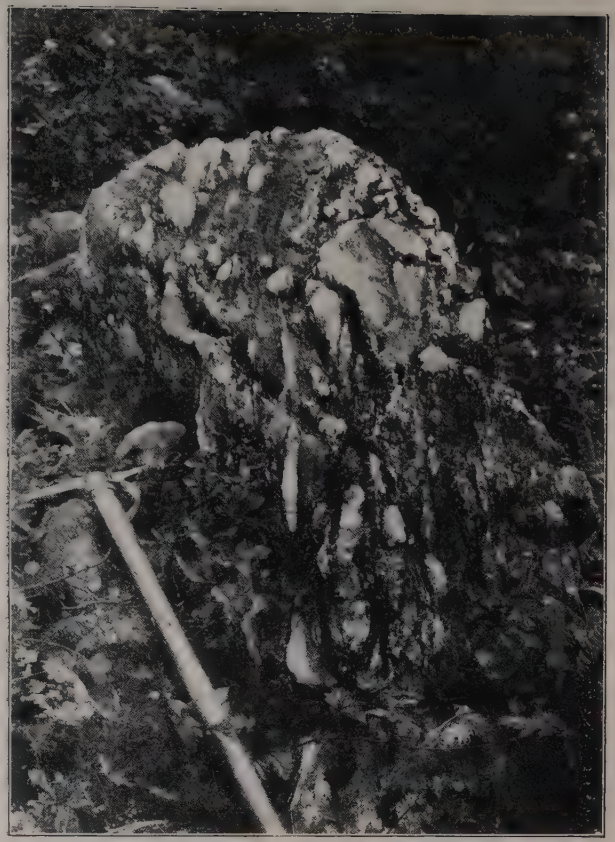
„Ein Gestein, welches den Habitus des „Gneises“ besitzt, ist häufig genug ebensowohl eruptiven Ursprungs, wie irgend ein richtungsloser Granit, und dann kann der „Gneis“ unter den sämtlichen Gesteinen des betreffenden Gebietes, trotzdem er zu unterst liegt, das jüngste sein, welches die andern durchbrochen oder doch wenigstens aufgerichtet hat. Infolge seiner intrusiven Entstehung gestaltet sich dann häufig der Kontakt mit den durchbrochenen Gesteinen zu einem im höchsten Grade komplizierten, und die fast unentwirrbaren Profile, welche die Forschungen in solchen Gebieten ergeben haben, stehen in gar keinem Verhältnis zu der Einfachheit, welche tatsächlich vorhanden ist. Wieviel Verwirrung in der Geologie hat nicht schon das einzige Wort „Gneis“ angerichtet?“

Nachtrag.

Diese Arbeit wurde am 30. Juni 1913 abgeschlossen. Die erst später erschienene Arbeit Wilhelm Freudenbergs: „Der Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs (Graubünden). Ein Beitrag zur Altersfrage der alpinen Zentralmassive und Massengesteine. Mit Tafel VIII—XII. Neues Jahrbuch 1913. Beilage-Band XXXXVI, pag. 282—331“, konnte infolgedessen nicht mehr berücksichtigt werden.



Aplitische Injektionen, sog. „Gerölle“, im Marmor von der Alpe Lavin. g = gegabelte Aplitlinse.

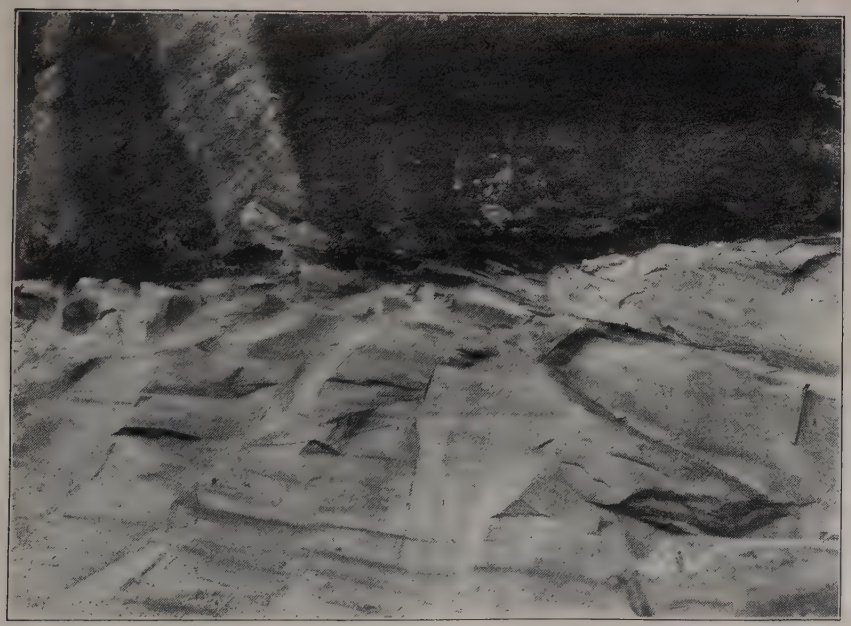


Phot. Prof. E Hugi

Fig. 1.
„Geröllblock" von der Alpe Lavin.

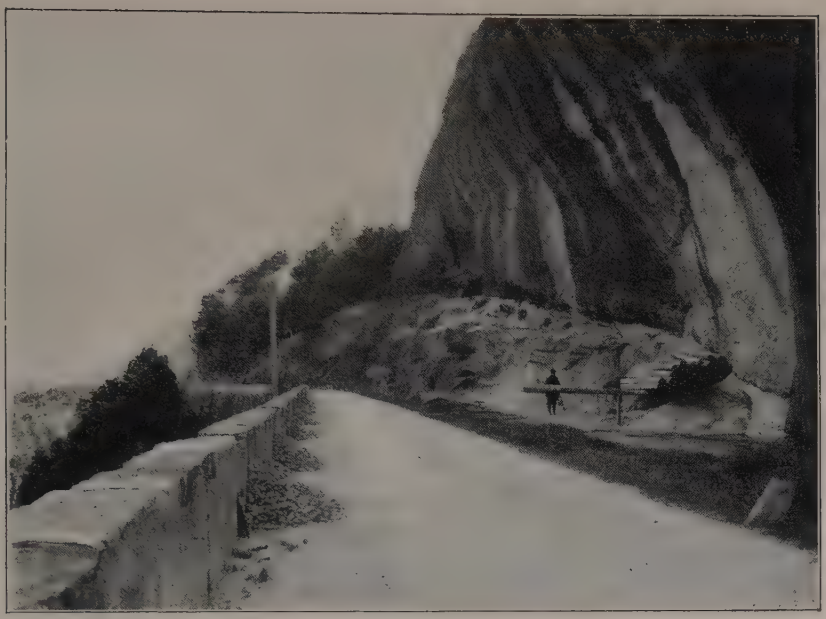
Fig. 2.
„Geröllblock" von der Alpe Lavin.

Fig. 1.
Gneisapophyse in den Kalkschiefer bei Vallé.



Phot. Prof. E. Hugi.

Fig. 2.
Kontakt zwischen Verampiogranit und Bacenoschiefer.



Phot. Prof. E. Hugi.

Fig. 1.

Kontakt zwischen Verampiogranit und Bacenoschiefer.

(vgl. Schmidt, Buxtorf, Preiswerk: Führer zu den Exkursionen der deutschen geolog. Gesellschaft, August 1907, etc. Seite 50, Fig. 47: „Verampiogranit unter den Bacenophylliten (Trias) hervortretend im Antigoriotal unterhalb Baceno").

Fig. 2.

Gefältelter Kieselkalk im Bachbett des Rio Felti.

Fig. 1.
Gefälteltes Kieselkalk im Bachbett des Rio Felti.

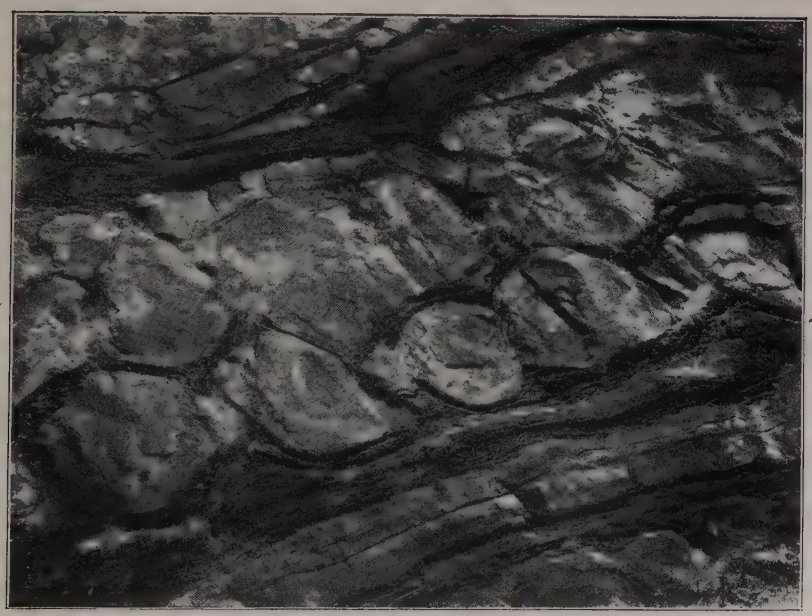
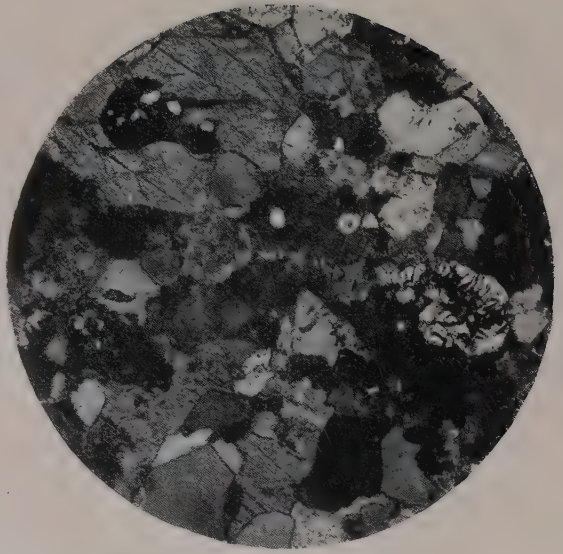
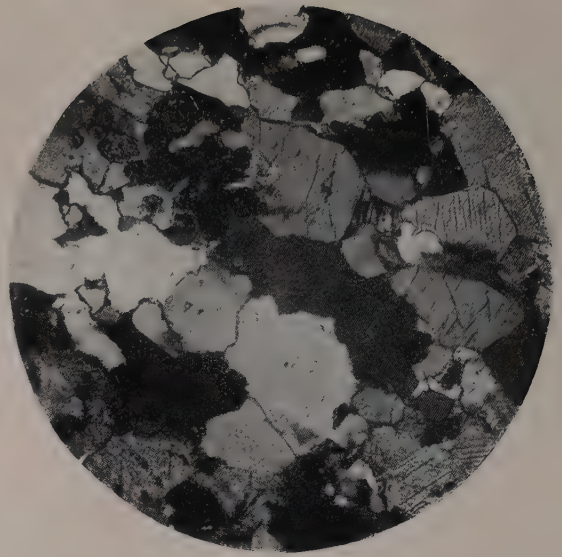


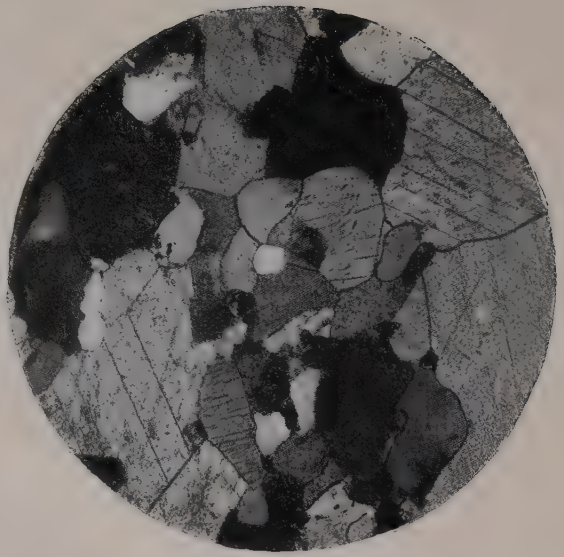
Fig. 2.
Quarzitkugeln vom Tuffwald.



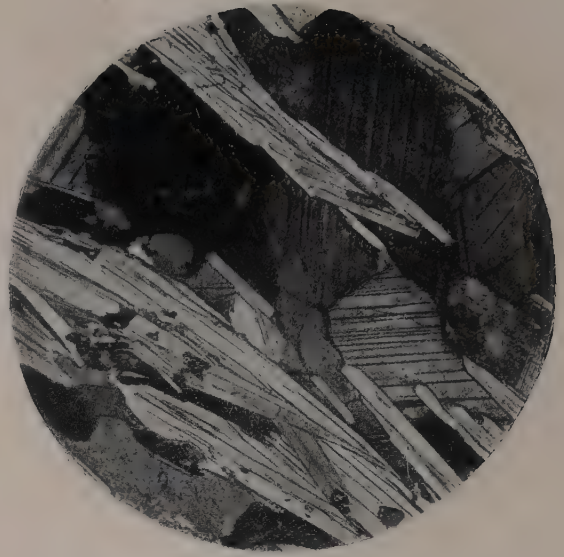
Aplitader eines sog. „Gerölles“ im Marmor von der Alpe Lavin. Korrosionserscheinungen am Quarz und Hervortreten der Mikropegmatitstruktur.
Vergrößerung 36 ×.



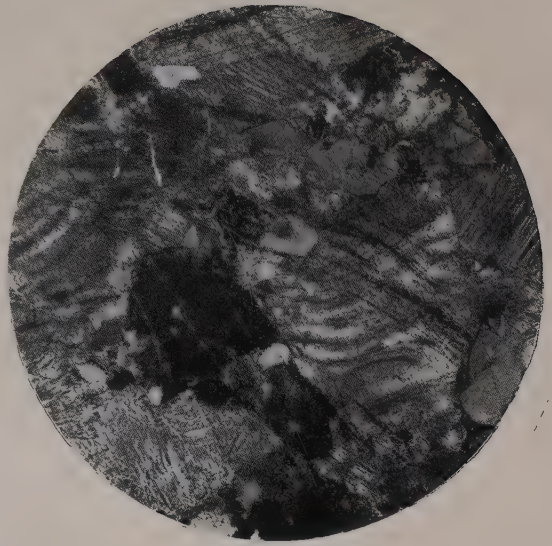
Aplitgang eines sog. ‚Gerölles“ im Marmor der Alpe Lavin.
Vergrößerung 36 ×.



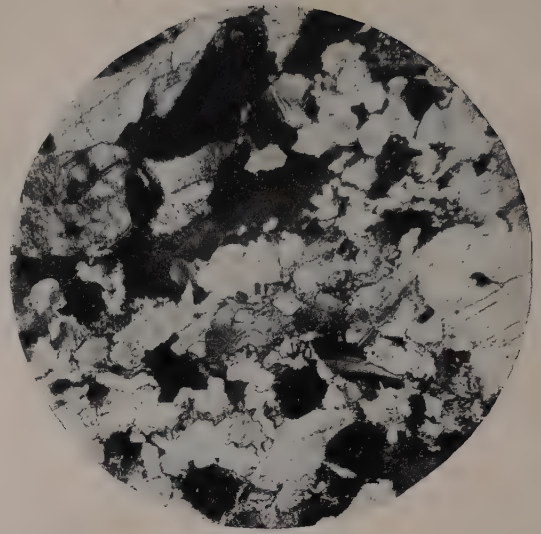
Quarzreicher Marmor aus der „Geröllzone“
bei Alpe Lavin.
Vergrößerung 36 ×.



Muscovitreicher Marmor über der „Geröllzone“ bei
Alpe Lavin.
Vergrößerung 36 ×.



Gestauchte Kalkspatlamellen in der Nähe eines Aplitganges aus der „Geröllzone“ von Belleg im Zwischenbergental.
Vergrößerung 36 ×.



Aplitgang, sog. „Geröll“ im Marmor von Belleg im Zwischenbergental.
Vergrößerung 36 ×.

Vita.

Ich, Heinrich Franz Paul Arndt, bin geboren am 26. Oktober 1887 in München, als Sohn des daselbst lebenden Privatgelehrten Dr. Paul Arndt. Von Konfession bin ich Protestant. Nach vierjährigem Besuch einer Volksschule und nach Absolvierung des Realgymnasiums München bezog ich im Wintersemester 1908 die Universität Freiburg im Breisgau. Nach weiteren Studien an den Universitäten Bern und Berlin besuchte ich vom Sommersemester 1910 ab die Universität München. Ich habe die Vorlesungen der Herren Deecke in Freiburg, Hugi in Bern, Branca und Belowsky in Berlin, Birkner, Broili, v. Groth, Hertwig, Ranke, Rothpletz, Stromer v. Reichenbach und Weinschenk in München gehört.

Dem Gefühle aufrichtiger Dankbarkeit gegen meinen Lehrer, Herrn Professor August Rothpletz, sei auch an dieser Stelle Ausdruck gegeben.